

Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone

INAUGURAL-DISSERTATION

DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

VORGELEGT VON

Peter Knuop

**von Hefenhofen
(Kt. Thurgau)**



Zürich 1958

Dissertationsdruckerei Leemann AG

Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone

INAUGURAL-DISSERTATION

DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

ZUR ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

VORGELEGT VON

Peter Knup

von Hefenhofen
(Kt. Thurgau)



Zürich 1958

Dissertationsdruckerei Leemann AG

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag
der Herren Professoren Dr. E. Wenk und Dr. P. Bearth.

Basel, den 12. November 1957.

Prof. Dr. W. BECKER, Dekan

Separatabdruck aus den Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen
Mitteilungen, Bd. 38, Heft 1, 1958

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	85
Einleitung	86
Petrographischer Teil	91
I. Die Gesteine der Monte Rosa-Zone und der Orselina-Serie	91
1. Helle Gneisse von granitoider bis granodioritischer Zusammensetzung = Flasergneisse	92
A. Augige und flaserig-lagige Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisse, Typ a	94
a) Textur und Vorkommen, Mineralbestand, Struktur	94
b) Spät- und postkristalline Bildungen	98
c) Myrmekitbildung und andere Verdrängungserscheinungen an Feldspäten	99
B. Feinflaserige Zweiglimmergneisse, Typ b	104
C. Feinflaserige Biotitgneisse ($\pm$ Muskowit), Typ c	104
D. Inhomogen bänderig-lagige und flaserig-körnige Biotitgneisse ($\pm$ Muskowit), Typ d	105
E. Muskowitgneisse ($\pm$ Biotit), Typ e	106
2. Pegmatite, Aplite und Quarzadern	107
Zusammenfassung und Genetisches zu den Abschnitten 1 und 2	111
3. Biotit-Plagioklasgneisse ($\pm$ Muskowit), meist mit Granat	114
4. Zweiglimmerschiefer ($\pm$ Staurolith), meist granatführend	115
5. Hornblendegneisse, meist mit schmalen Amphibolit- und Paragesteins- lagen	118
A. Textur und Vorkommen, Mineralbestand, Struktur	118
B. Spezielle Hornblendegesteine	123
a) Quarzarme bis quarzfreie Gesteine	123
b) Gedritführende Granat-Biotit-Plagioklasgneisse	123

c) Gestein mit farbloser Hornblende (wahrscheinlich Pargasit) . . .	123
d) Cummingtonitführende Gesteine	124
6. Amphibolite	126
A. Vorkommen und Textur, Mineralbestand, Struktur	126
B. Pegmatitische Bildungen und abschliessende Bemerkungen über Pegmatite	130
C. Messungen an Hornblenden	138
D. Spezielle Amphibolite	139
a) Granatamphibolite	139
b) Schieferige Amphibolite mit zonarer Hornblende	139
c) Hornblendefelse bis -schiefer	140
d) Massige Amphibolite	141
e) Fleckenamphibolite	143
f) Aktinolithführende Amphibolite	143
Genetisches zu den Abschnitten 3, 4, 5 und 6	144
7. Kalksilikatgesteine	146
A. Amphibolite mit Kalksilikateinlagerungen	146
B. Kalksilikat- und Marmorzüge	154
a) Der Kalksilikat-Marmorzug Sassetto-Alpe Rovina	154
b) Marmorlinse östlich Cima di Caneto	159
c) Marmorführender Zug Valle degli Orti-Ribellasca	160
d) Spezielle Gesteine	162
C. Zusammenfassung, Genetisches, Altersfragen	163
8. Olivin- und Strahlsteinfelse bis -schiefer, Talk-Chloritgesteine . . .	165
A. Geologische Lagerung und Vorkommen	165
B. Gesteine	169
a) Olivinfelse ($\pm$ serpentinisiert und verschiefert)	169
b) Enstatitführende Olivinfelse	171
c) Karbonatführende Olivinfelse	172
d) Strahlsteinfelse bis -schiefer	172
e) Chlorit-Grammatitschiefer bis -felse	173
f) Strahlsteinführende Chloritschiefer	173
g) Karbonatführende Chlorit-Talkfelse	173
h) Talk-Hornblendefelse	174
C. Genetisches	174
9. Gabbroide Gänge	177
Zusammenfassung der Abschnitte 1—9	180
II. Die Gesteine der Forcoletta-Gneisszone	182
III. Die Gesteine der Gneisszone Aula-Spruga	186
1. Klein- bis mittelkörnige Biotitgneisse, meist mit guter Paralleltexur, z. T. bänderig-lagig	187
2. Hornblendegneisse mit schmalen Amphibolitlagen	189
3. Staurolith-Granatfels, gedritführend	189

IV. Die Gesteine der Gneisszone Mosogno-Crana	190
1. Schlierig-bänderige und helle, aderig-augige Biotitgneisse, meist massig und grobkörnig.	190
2. Hornblendegneisse mit schmalen Amphibolitlagen	192
3. Aplitische und pegmatitische Gesteine	192
Genetisches zu den Kapiteln I—IV	192
Geologisch-tektonischer Teil	197
I. Überblick über die neuesten allgemeinen Ergebnisse im Tessin	197
II. Strukturen	199
III. Spättektonische Bildungen	204
IV. Die regionalen Zusammenhänge	209
1. Die Monte Rosa-Zone	209
2. Die Orselina-Serie	211
3. Die Verhältnisse nördlich der Orselina-Serie	215
4. Die Pioda di Crana-Zone	218
Schlussbemerkungen zur regionalen Tektonik	224
Zusammenfassung	226
Sommario	229
Literaturverzeichnis	231

VORWORT

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdanke ich Herrn Prof. E. Wenk, der mir vorschlug, ein Teilstück der praktisch unerforschten westlichen Tessiner Wurzelzone mit Einschluß des benachbarten italienischen Gebietes geologisch-petrographisch zu bearbeiten. Die Felduntersuchungen wurden im Sommer und Herbst 1954 und vom Frühling bis Herbst 1955 durchgeführt. Im Verlaufe der Feldbegehungen sammelte ich ca. 1200 Handstücke. Von ungefähr der Hälfte wurden Dünnschliffe hergestellt, die im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel mikroskopisch untersucht wurden.

Herrn Prof. E. Wenk spreche ich meinen herzlichen Dank aus für die gründliche Einführung in die mineralogisch-petrographischen Arbeitsmethoden, für seine Unterstützung und sein stetes Interesse, sowie für die vielen wertvollen Anregungen. Gerne statte ich Herrn Prof. P. Bearth für sein reges Interesse, seine vielen guten Hinweise und kritischen Diskussionen meinen Dank ab. Herrn Dr. O. Grütter danke ich

für seine stete Hilfsbereitschaft bei der Verfolgung mineralogischer Probleme und für manche Ratschläge.

Ferner bin ich folgenden Herren zu Dank verpflichtet: Dr. A. Glauser für eine Mineralanalyse und anregende Hinweise; Dr. A. Spicher für seine grosse Hilfe bei der Drucklegung und kritische Diskussion; Dr. A. Günthert und Dr. J. Haller für wertvolle Anregungen; E. Glauser für die Anfertigung der Dünnschliffe; J. Papageorgakis, W. Sikemeier und A. Zimmermann für kameradschaftliche Begleitung.

Der Direktion der Maggiakraftwerke AG., Locarno, und Herrn Dr. E. Dal Vesco danke ich bestens für die Stollenprofile und das Entgegenkommen, die Stollenhandstücke studieren zu können. Herrn Prof. G. Zamboni verdanke ich bestens die Durchsicht meiner italienischen Zusammenfassung. Frau Anna Maria Manfrina und Familie in Camedo danke ich für die vorzügliche Gastfreundschaft, die ich in ihrem Hause immer geniessen durfte.

Schliesslich schulde ich den grössten Dank meinen lieben Eltern, die mir in grosszügiger Weise das Studium ermöglicht haben.

EINLEITUNG

Das bearbeitete Gebiet liegt zur Hälfte in Italien (Prov. di Novara), zur anderen Hälfte auf Schweizerboden (Kt. Tessin), zwischen Domodossola im Tosatal und Locarno am Lago Maggiore. Seine Umrisse sind auf der topographischen Übersichtskarte eingezeichnet (Fig. 1). Es wird von den Normalblättern 552 V. Verzasca-West und 551 V. d'Antigorio-Ost (oder den Kartenzusammensetzungen 275 V. d'Antigorio und 276 V. Verzasca) der Landeskarte der Schweiz 1:50 000, sowie den Blättern Sta. Maria-Maggiore und Bagni di Craveggia der italienischen Karte 1:25 000 erfasst. Für das italienische Gebiet auf den Schweizer Kartenblättern wurde auch die alte Siegfriedkarte mitverwendet. Die geologische Kartierung habe ich auf Vergrösserungen 1:12 500 der Landeskarte und auf den beiden italienischen Blättern 1:25 000 durchgeführt.

Geologisch gehört das Untersuchungsgebiet zum westlichen Teil der Wurzelzone. Die Schichten stehen in diesem Gebiet meist steil und fallen teils gegen S, teils gegen N ein, eine Fächerstruktur bildend. Hier wurzeln deckenartige Fliessfalten, die hauptsächlich von Gneissen aller Art aufgebaut sind. Man bezeichnete sie als tiefere penninische Decken. Diesen alten, unzutreffenden Begriff hat E. WENK (1956a) ersetzt durch den Namen „*leontinische Gneissregion*“. Damit wird ein strukturell und mineralogisch in sich geschlossener Gneisskomplex bezeichnet, der die

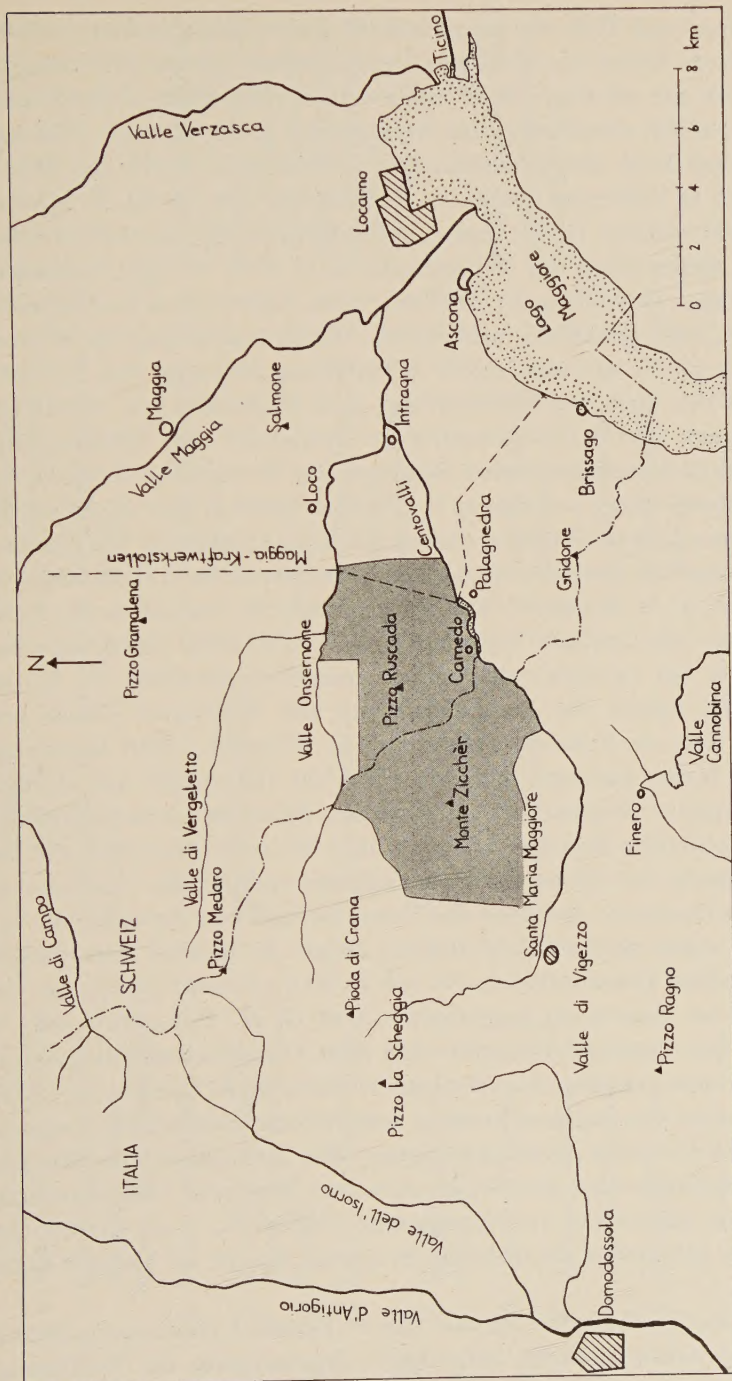


Fig. 1. Topographische Übersicht des Gebietes zwischen V. d'Antigorio und V. Verzasca. Das Untersuchungsgebiet ist mit Punktraster bezeichnet.

Tessiner Alpen und Teile der angrenzenden italienischen Gebiete enthält. Die Wurzelzone bildet den südlichen Teil der lepontinischen Gneissregion, welche durch die wichtige, E-W verlaufende tektonische Iorio-Tonale-Linie vom südlich anschliessenden Seengebirge getrennt wird. Während die nördlichen Teile der lepontinischen Gneissregion durch die Detailarbeiten von O. GRÜTTER (1929), C. E. BURCKHARDT (1942), P. HASLER (1949), H. BUCHMANN (1953) und A. GÜNTHERT (1954) kartiert wurden, wurde die Erforschung der Wurzelzone lange Zeit weniger umfassend vorangetrieben. Besonders ihr W-Teil, meist italienisch-schweizerisches Grenzgebiet, blieb praktisch unerforscht. Die Untersuchung der Wurzelzone begann im E. Von den ersten Arbeiten ist diejenige von E. GUTZWILLER (1912) über Injektionsgneisse und Pegmatite zu erwähnen. W. G. RADEFF (1915) durchforschte im Centovalli und Gridonegebiet die direkt südlich anschliessenden Regionen der Wurzelzone. Im Calancatal und unteren Misox arbeiteten E. KÜNDIG (1926a) und E. STRASSER (1928). KÜNDIG (1934) gliederte darauf die Mannigfaltigkeit der Gesteine der Wurzelzone bei Tenero-Contra nach petrographischen Gesichtspunkten in Zonen. A. E. MITTELHOLZER (1936) beschrieb besonders die Kalksilikatgesteine von Castione, während H. S. WANG (1939) einen basischen Gesteinsstock bei Gordola rein petrographisch untersuchte. P. KNOBLAUCH (1939) führte die Zonengliederung bei Bellinzona durch und R. KERN (1947), R. FORSTER (1948) und P. WALTER (1950) bauten sie weiter aus. KERN befasste sich vor allem im Centovalli mit Gefügeuntersuchungen an Pegmatiten und Gneissen. FORSTER spezialisierte sich auf die Amphibolite nördlich Locarno, und WALTER beschrieb die basischen Gesteine der Zona diorito-kinzigitica südlich der insubrischen Linie, neben Gesteinen der Zone des Canavese und von Arcegno, die unmittelbar N dieser tektonischen Störung liegen. In neuerer Zeit erschienen verschiedene Dissertationen. So von L. ZAWADYŃSKI (1952), der die Kataklasite im Onsernone untersuchte, und G. M. PARASKEVOPOULOS (1953), welcher Pegmatit-Feldspäte aus dem Druckstollen Palagnedra-Zentrale Verbano der Maggiakraftwerke bearbeitete. E. VENKAYYA (1956) hat die Gesteine des gleichen Stollens beschrieben. Schliesslich kartierte H. KOBE (1956) unter Berücksichtigung der Aufnahmen im Maggiakraftwerk-Freilaufstollen das Gebiet zwischen Maggital und Onsernone und gab eine allgemeine petrographische Übersicht. Auch KOBE und ZAWADYŃSKI gliederten die Gesteine in Zonen, die ich an anderer Stelle diskutiere.

Als Ausgangspunkt hatte ich also das in Tabelle 1 zusammengefasste, im E meines Arbeitsgebietes aufgestellte Zonensystem zur Verfügung,

Tabelle 1

W	<i>Maggia-Centovalli</i> (FORSTER, KERN, WALTER)		<i>Verzascat</i> (KÜNDIG)	<i>Bellinzona</i> (KNOBLAUCH)	E
	Injektionsgneisszone von Mergoscia-Avegno (KÖBE: Zone von Mergoscia)	Injektionsgneisse von Mergoscia	Injektionsgneisse von Arbedo		
	1. Zone von Cardada	Val Croso-Zug	Nördliche Zone von Bellinzona		(intensive Wechsellagerung von Glimmerschiefern, Granat- und Sillimanitgneissen, basischen Gesteinen, Marsohren, Kalksilikatfeldern, Rauhwarzen, Amphiboliten)
	3. Komplexe Gneisszone (KÖBE: Zone von Vosa-Croppi)	W Contra auskeilend			
	4. Zone v. Contra-Vallone	Zone von Contra	Nördliche Zone von Bellinzona (Sasso-Marcio-Zug)		
	5. Injektionsgneisszone von Ponte Brolla	NE Brione auskeilend			
	6. Zone von Orselina	} Zone von Locarno	südliche Zone von Bellinzona		(helle Gneisse, Paragneisse, Amphibolite, selten Marmore)
	7. Zone von Locarno				
	8. Zone von Arcegno		Tonalit von Melirolo		
	9. Zone des Canavese		Augengneiss von Melirolo		
			Tonaleserie		
			Iorio-Tonale-Linie		
			oder insubrische Linie		
	10. Zona diorito-kinzigitica		Formazione dei Laghi		
			----- = sicher verfolgbar		
			- - - - - = Zusammenhang vermutet		

S

das verschiedene Gruppen von charakteristischen Gesteinsverbänden enthält. Wie schon erwähnt, blieb der W-Teil der Wurzelzone, der zur Hauptsache das Valle Vigezzo umfasst, in Dunkel gehüllt. S. TRAVERSO (1895) publizierte in seinem Werk „Geologia dell'Ossola“ manche präzise Beobachtung aus diesem Gebiet nebst einer Karte. 1896 erschien von C. PORRO eine ebenfalls mit einer Karte versehene Arbeit über die Umgebung von Finero in der Valle Cannobina. Er berücksichtigte darin auch das Gebiet nördlich Craveggia. A. STELLA (1904) erwähnte Serpentin-vorkommen im Valle Vigezzo, wobei es sich um die Olivinfelse südlich des Pzo. Formalone u. a. handelt. In jüngster Zeit veröffentlichte M. BLUMENTHAL (1952) eine Arbeit mit Karten 1:50 000 und Profilen über die Muldenzone von Antrona und deren angrenzende Regionen, indem er diese über das Valle Vigezzo und Centovalli verfolgte bis in die Gegend von Locarno. Hier knüpfte er an das obige Zonensystem an und versuchte als erster eine Brücke zu schlagen zwischen dem Monte Rosa-Gebiet und dem Tessin. E. WENK (1955b) brachte dann eine Strukturkarte 1:100 000 vom Gebirgsdreieck Domodossola-Camedo-Pizzo Porcarescio. In dieser Publikation trennte der Autor die Monte Leone-Decke durch den marmorführenden Paragesteinszug Arzo-Cisore-Unterlauf Isorno-Fenecchio-Salè-Lago Gelato gegen E ab, was wichtige Konsequenzen für mein Untersuchungsgebiet hat. Mit einer geologischen Kartenskizze versehen ist eine Arbeit von O. FRIEDENREICH (1956) über die Chrom-Nickel-vererzungen des Peridotitstockes von Finero. Schliesslich erschienen noch drei wichtige Veröffentlichungen von P. BEARTH (1956a, 1956b, 1957) über die neuesten Ergebnisse in der Wurzelzone westlich des Ossolates an der Grenze des lepontinischen Gneisskomplexes.

Ausser den schon erwähnten geologischen Karten, welche Teile meines Arbeitsgebietes berücksichtigen, hatte ich noch die Blätter Cannobbio und Domodossola der Carta geologica d'Italia 1:100 000 (1921 und 1913), die Karte von F. HERMANN (1937) 1:200 000, sowie das Blatt Ticino der Geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200 000 (1955) zur Verfügung.

Meine Aufgabe bestand vor allem darin, die im E begonnene Detailkartierung der Wurzelzone über die Landesgrenze hinaus nach W fortzusetzen und die Gesteinsserien dieses geologisch schlecht bekannten Gebietes zu gliedern. Auf einige Arbeiten der zitierten Autoren werde ich im Verlaufe meiner Ausführungen zurückkommen.

PETROGRAPHISCHER TEIL

Die Gesteine meines Arbeitsgebietes habe ich nach rein petrographischen Gesichtspunkten in folgende Zonen zusammengefasst:

N	<i>Gneisszone Mosogno-Crana</i>	
	<i>Gneisszone Aula-Spruga</i>	
	<i>Forcoletta-Gneisszone</i>	
	<i>Orselina-Serie</i>	=
		{ Zone von Contra-Vallone
		{ Injektionsgneisszone von Ponte
		{ Brolla
		{ Zone von Orselina
S	<i>Monte Rosa-Zone</i>	= Zone von Locarno

Da die Gesteinstypen der Monte Rosa-Zone auch in der Orselina-Serie vorkommen, bespreche ich beide Zonen gemeinsam.

I. Die Gesteine der Monte Rosa-Zone und der Orselina-Serie

Monte Rosa-Zone

Das Charaktergestein dieser Zone ist ein Zweiglimmer-Flaser- bis Augengneiss, der stellenweise in massige Typen übergeht und vielfach konkordante Pegmatite enthält. Untergeordnet finden sich körnige, helle und dunkle Biotitgneisse, Muskowitgneisse sowie Glimmerschiefer und sporadisch Hornblendegneisse.

Orselina-Serie

Der helle, z. T. lagige Zweiglimmer-Flaser- bis Augengneiss ist derselbe wie in der Monte Rosa-Zone; die Augenbildung ist jedoch spärlicher. Charakteristisch für die Serie ist vor allem die intensive Wechselagerung von Amphiboliten, Hornblendegneissen, Biotitgneissen, Granatglimmerschiefern ($\pm$ Staurolith und Sillimanit), injizierten Biotitgneissen, Muskowitgneissen, Zweiglimmer-Flaser- bis Augengneissen und Pegmatiten. Es treten auch Olivin- und Strahlsteinfelse, Kalksilikatfelse, spärliche Marmorzüge, sowie, sporadisch, gabbroide Gänge auf.

In beiden Komplexen sind vorwiegend konkordante, teilweise sehr mächtige, pegmatitisch-aplitische und quarzführende Adern häufig.

1. Helle Gneisse von granitoider bis granodioritischer Zusammensetzung, Flasergneisse

Es handelt sich hier um eine ganze Gruppe von Gneissen, die durch mannigfaltige Übergänge textureller und mineralogischer Art miteinander verbunden sind. Ich nenne sie kurz Flasergneisse, nach der am häufigsten vorkommenden Textur. Das beigelegte Schema (Tabelle 2) gibt eine Übersicht über diese Gneissgruppe und zeigt die verschiedenen, auftretenden Typen a—e mit ihren Übergängen. Der Typ a ist der weitaus häufigste und charakteristischste. Allerdings handelt es sich da um eine vereinfachte Aufstellung, da die mineralogische Zusammensetzung sehr stark variieren kann. In Einzelfällen ist auch bei relativ hohem Biotitgehalt noch viel Kalifeldspat vorhanden und umgekehrt kann dieses Mineral bei niedriger Farbzahl fast vollständig fehlen.

Die Monte Rosa-Zone ist fast ausschliesslich aus diesen Flasergneissen aufgebaut. In der Orselina-Serie kommen sie in groben und schmalen Bänken vor, die mit Amphiboliten und Paragesteinen wechsellagern. Teilweise flachliegende, mächtige Flasergneissplatten sind am Sassetto und am Monte Ziccher gut zu beobachten.

Vielfach sind es deutlich grobgemengte, chorismatische Gesteine, wobei ein chymogener und ein stereogener Anteil unterschieden werden können. Quarz-Feldspat-Material durchdringt das Gestein in cm-breiten Adern, die sich verdünnen und verdicken, auslaufen und wieder erneuern, oder in perlschnurartigen Zeilen, einzelnen Knauern, Schmitzen und Linsen und mm-breiten Lagen und Fäden. Ausgeprägte Konkordanz ist fast überall zu erkennen. Im N der Orselina-Serie treten die Flasergneisse Typ a zurück (Cima Trubbio, Pzo. Formalone, Cima di Caneto). Sie werden von Muskowitgneissen ($\pm$ Biotit) abgelöst, die mit Paraschiefern wechsellagern.

Die Kartierung wurde folgendermassen durchgeführt: Die Gneisstypen a und b habe ich als flaserige bis lagige Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisse zusammengefasst. Darin sind massige, augige Komplexe und verschieferte Zonen ausgeschieden, sowie Muskowitgneisse und biotitreichere Bänke der Typen c und d. Die Typen c und d sind ebenfalls zusammengefasst als Übergangsgesteine zu den Biotit-Plagioklasgneissen, d. h. als inhomogen bänderig-lagige und flaserig-körnige Biotitgneisse ($\pm$ Muskowit). Schliesslich sind noch die Muskowitgneisse und Flasergneisslagen Typen a, b, c in den Paragesteinen speziell aufgeführt.

Tabelle 2

<i>Mineralbestand</i>		<i>Zunahme von Muskowit</i>		<i>Zunahme von Biotit, Abnahme von Kalifeldspat</i>	
bänderig-lagig	inhomogene, bänderig-lagige Biotit-gneise (± Muskowit)			Typ d	
				flaserige Biotitgneise	
augig-flaserig	Augite und flaserig-lagige Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneise Typ a			feinflaserige Biotitgneise Typ c	
				Biotit-Plagioklasgneise (± Muskowit)	
feinflaserig bis monoschematisch	Muskowitgneise Typ e			feinflaserige Zweiglimmergneise Typ b	
				Muskowitgneise Typ e	

A. Augige und flaserig-lagige Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisse, Typ a

a) *Textur und Vorkommen, Mineralbestand, Struktur*

Textur und Vorkommen

Diese Gesteine sind charakteristisch für die Monte Rosa-Zone und die Orselina-Serie. Sie sind bald massig, granitartig (z. B. Südseite der Costa di Faedo) mit cm-grossen Augen, bald mit guter Paralleltexur grobflaserig bis flaserig und gestreckt, z. T. in einer Spätphase der alpinen Orogenese verschiefert. Es fällt auf, dass die Augenbildung und das massige Vorkommen in der Monte Rosa-Zone ausgeprägter und häufiger ist als nördlich davon in der Orselina-Serie, wo ein flaserig bis gestreckt-flaseriger Typ mit guter Paralleltexur vorherrscht. Ein weiteres Charakteristikum dieser Gneisse und eine Folge der flaserigen Textur sehe ich in der gebogen-flächenhaften, flatschigen Anreicherung der oft groben Glimmerfolien, die dem Gestein die markanten Schwarz-Weiss-Kontraste aufprägen.

In der Monte Rosa-Zone kann man diesen Gneiss nach W lückenlos (M. BLUMENTHAL, 1952) verfolgen bis in das Monte Rosa-Gebiet, wo er mit dem Augengneiss von Macugnaga (BEARTH, 1952) zu verbinden ist. TRAVERSO (1895, S. 64) scheidet die massigen, augigen Varietäten der Costa di Faedo als „gneiss granitoide“ aus, vergleicht sie mit den Granitgneissen der Antigoriodecke und findet makroskopisch und mikroskopisch Übereinstimmung (u. a. oligoklasführend).

Mineralbestand

Im folgenden wurde der An-Gehalt der Plagioklase¹⁾ gemessen und mit dem zugehörigen Mineralbestand²⁾ aufgetragen. Viele Handstücke sind Repräsentanten von Mittelwerten³⁾:

¹⁾ Bei der Bestimmung des An-Gehaltes der Plagioklase erhielt ich die Variationsbreite, indem ich durchschnittlich pro Schliff fünf Körner gemessen habe. Ich verwandte dabei die Zonenmethode von A. RITTMANN (1929) und benutzte das Diagramm auf S. 14 dieser Arbeit. Zudem operierte ich mit der Fedoroffmethode nach M. REINHARD (1931). Ich achtete darauf, dass ich in einem Schliff möglichst beide Methoden zur Anwendung bringen konnte, um Fehlbestimmungen auszuschliessen.

²⁾ Die zahlenmässigen Angaben beim Mineralbestand sind nach der Rosiwal-methode geschätzte Volumenprocente (ca. auf 5% genau), was auch für alle folgenden Tabellen gilt.

³⁾ Dies gilt auch für alle folgenden Tabellen mit Mineralbestand und An-Gehalt.

Schliff Nr.	Biotit	Muskowit	Plagioklas	Kali- feldspat	Quarz	An-Gehalt
PK 8	10	2	30	40	20	11—13
PK 794	3	10	30	30	25	15—17
PK 594	10	wenig	55	5	30	20—24
PK 4	10	5	30	35	20	20—25
PK 618	10	3	25	35	25	22—24
PK 795	10	wenig	45	25	20	22—25
PK 595	5	4	20	35	35	25—26
PK 2	10	wenig	45	30	15	26—28
PK 6	15	5	40	10	30	17—22

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Granat, Erz, Mg-Orthit, Titanit.

Ich fand unter den Plagioklasen invers zonare Exemplare und Körner mit unregelmässiger Zonarstruktur, welche nicht erkennen lassen, welches das Zentrum und welches der Rand ist. Auch normal zonare Plagioklase kommen vor mit einem rundlichen Kernfleck. Im Gegensatz zu anderen Gesteinszonen treten jedoch diese Erscheinungen zurück und die Plagioklase sind meist homogen und verzwillingt nach dem Albit-, z. T. auch nach dem Periklingesetz.

Man erkennt als Durchschnittsplagioklas einen Oligoklas von An_{22–26}, den ich als stabilen Gemengteil dieser Gneisse anspreche. Bei hohem Kalifeldspat- und Muskowitgehalt ändert, wie die ersten zwei Beispiele zeigen, die Zusammensetzung des Plagioklases. Er wird saurer; PK 6 scheint aus der Reihe zu tanzen. Er besitzt ziemlich viel Biotit, ausgesprochen wenig Kalifeldspat und wenig Muskowit, trotzdem aber einen saureren Plagioklas als der Durchschnitt. Dies ist damit zu erklären, dass plagioklasreiches pegmatitisches Material dieses Gestein aderartig durchsetzt und infiltriert hat; dadurch wurde ihm ein saurer Plagioklas aufgeprägt.

Nach einigen U-Tischmessungen zu schliessen, ist der Kalifeldspat triklin, also ein Mikroklin. Orthoklas konnte ich nicht nachweisen. Der Mikroklin zeigt teils schöne, deutliche Gitterung, die in vielen Abstufungen über flaue, verschwommene Varietäten zu völlig ungegitterten Exemplaren führt. Zuweilen findet sich *Mikroklinperthit* mit dünner, fadenförmiger oder spindelig gelängter Albitsubstanz als Entmischungsstruktur (C. EXNER, 1950: Primärperthit). Einige Beispiele sind in Fig. 2 abgebildet.

Die Fäden liegen senkrecht zur optischen AE des Mikroklin. Manchmal sind sie faserig und sehr fein (Mikroperthit). Eine Vergröberung des Albits führt zu einer stengeligen Ausbildung der Perthitlamellen, die in einheitlicher Gruppe subparallel orientiert sind. Beim Fleckenperthit (auf Fig. 2 unten rechts) könnte man sich fragen, ob nicht bereits eine beginnende Verdrängung von Kalifeldspat durch Albit von innen heraus vorliegt, wie dies z. B. von EXNER dargestellt wird.

Der Biotit hat einen Pleochroismus von braun bis dunkelbraun/gelblich. Eine teilweise Chloritisierung der Blättchen ist vielfach vorhanden und in Stufen zu beobachten. Sie steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit hydrothermalen Lösungen, die vom Kluftsystem aus gewirkt haben. Mittlere Brechungsexponenten von Chlorit sind $n = 1,63; 1,625$.

Ein Übergemengteil, der leicht übersehen wird, ist Mg-Orthit (nach WINCHELL, 1951). In wenigen, oft winzigen Körnchen ist er in den meisten Schlifflen enthalten. Seine Polarisationsfarbe ist ein Schmutziggelb bis



Fig. 2. Verschiedene Ausbildungsformen von *Mikroklinperthit*. In der oberen Reihe ist der Albit in dünnen, fadenförmigen und faserigen Formen zu Gruppen und Schwärmen geordnet. In der unteren Reihe findet sich links eine schlauchartige Ausbildung des Albits, und in der Mitte ist der Albit in breiten Lamellen subparallel gerichtet. Rechts unten erscheint ein Fleckenperthit mit gleicher Auslöschungsstellung für alle Albitelemente, wie bei den übrigen erwähnten Beispielen.

Braun (manchmal mit Stich ins Rötliche) mit schwachem Pleochroismus in diesen Farbtönen. Er hat positive und negative Elongation, niedrige Interferenzfarben (bis Gelb I. Ordnung) und eine deutlich schiefe Auslöschung. Oft sind Zwillinglamellen zu beobachten. $2V_z: 40-50^\circ$, n um 1,70. Wie der Zirkon ist dieses Mineral in Biotit eingeschlossen und von einem Hof umgeben, der durch radioaktiven Zerfall bedingt ist. Den Mg-Orthit habe ich vor allem in den Flasergneissen gefunden, sowie in sauren, hellen Gneissen der Forcoletta-Gneisszone. In den dunkleren, biotitreicheren Gneissen dieser Zone und in den Gneisszonen von Aulaspruga und Mosogno-Crana kommt z. T. in einigen mm grossen Körnern

der gewöhnliche, braune Fe-Orthit vor, oft umhüllt von Epidot. Ich habe den Fe-Orthit nur ausnahmsweise in den Flasergneissen gesehen, den Epidot überhaupt nie. Nach WINCHELL besteht zwischen den beiden Orthittypen wahrscheinlich eine Mischungsreihe, die aber noch nicht näher untersucht wurde.

Struktur

Ich möchte hier auch auf R. KERN (1947) verweisen, der eine ausführliche „Gefügetypen“-Klassifikation aufgestellt hat und sie auf die Gesteine des Centovalli anwendet.

Die Struktur ist granoblastisch, teils gegen porphyroblastisch, teils gegen lepidoblastisch (bei stark laminierten Gesteinen) tendierend. Auch hier sind viele Übergänge wahrzunehmen. Die Korngrößen variieren von 0,1 bis 1 mm und darüber. Ungleichkörnige Partien wechseln ab mit eher gleichkörnigen, die aber zurücktreten. Das Gefüge hat entweder ein unruhiges Aussehen und ist vorwiegend eckig und zackig symplektitisch (KERN: Typ B) oder es ist ruhiger mit rundlich-buchtigen Symplektitformen (KERN: Typ F). Mischformen sind verbreitet. Besonders Kalifeldspat, Quarz und, viel weniger ausgeprägt, Plagioklas zeigen stark amöbenartige Formen, sind miteinander verzahnt und überlappen sich gegenseitig. Quarz ist durchwegs mehr oder weniger undulös auslöschend als Folge sehr später Bewegungen im Gebirgsbau. Als Letzttekristallisation ist er besonders stark amöbig-lappig ausgebildet. Das intensive, gegenseitige, zackige Durchdringen dieses Gemengteils lässt sich auch sehr gut in monomineralischen Adern und Schmitzen feststellen.

Ist vorwiegend Plagioklas vorhanden, so entsteht eine Pflasterstruktur mit polygonaler Kornbegrenzung (KERN: Typ E). Dieses Mineral ist manchmal bestäubt, eine Erscheinung, die ich, wie die Chloritisierung, hydrothermalen Kluftlösungen zuschreibe.

Die Augen und Flaser, die meist aus ein paar Kristallindividuen zusammengesetzt sind, werden hauptsächlich von grossen, unregelmässig begrenzten Kalifeldspäten oder — weniger häufig — von Plagioklasporphyroblasten gebildet, beide in Begleitung von Quarz.

Biotit und Muskowit sind entweder bei eher massiger Textur angereichert in Nestern, oder folgen in zusammenhängenden Strähnen den Flasern, Augen und Linsen der leukokraten Gemengteile bei gestreckter Paralleltexur. Die Grösse der Blättchen schwankt im mm-Bereich.

Zwei Strukturtypen sind besonders hervorzuheben:

I. Die Struktur des Gesteins ist mikroskopisch weitgehend homogenisiert. Die Verteilung der Mineralkomponenten ist regelmässig. Augen und

Flasern haben gröberes Korn. Tendenz zu Gleichkörnigkeit. Nach KERN handelt es sich hier um die Typen B und F und Mischtypen.

II. Das Strukturbild ist inhomogen; die Gemengteile sind unregelmässig verteilt und ungleichkörnig. Band- und streifenförmige Anhäufungen (lit-par-lit) von leukokraten Mineralien (z. B. Kalifeldspat und Quarz; etwas seltener Plagioklas und Quarz; Quarz allein) sind zu beobachten. Häufig sind diese hellen, subparallelen Lagen und ausgezogenen Schmitzen durch grosse Kristallindividuen ausgezeichnet. Dazwischen liegen Bereiche mit vorwiegend Plagioklas und Glimmer oder Quarz, Kalifeldspat und Glimmer, von kleinerem Korn. Wendet man KERNS Gefügetypen an, so handelt es sich hier um Mischtypen von Typen B und F einerseits und Typen A, C, E und J andererseits.

Im Fall I sind Palaeosom und Neosom nicht zu unterscheiden. Beide sind zu einer Einheit verschweisst. Bei II kann man zwei Anteile voneinander trennen: einen ungeprägten, vorwiegend alten Bestand und das noch in Spätphasen mobile Metatekt. Zwischen I und II bestehen allmähliche Übergänge.

Von Reliktstrukturen ist wenig mehr zu sehen. Die vollständige Umkristallisation hat alle verwischt und überholt. In Mustern vom Typus I und II liegen zwischen den grossen Kristalloblasten Kleinkörner von Quarz und Feldspat, die mit stark rekristallisierten Mörtelkränzen eine Zwischenkornstruktur bilden und vielleicht als präkristalline Deformationsspuren zu deuten sind.

Verbreitet sind runde, tropfenförmige Quarzeinschlüsse in Feldspat, die im gleichen Wirtkristall untereinander keine gemeinsame Orientierung besitzen. Ich deute sie als echte Einschlüsse alter, umkristallisierter Quarzsubstanz.

b) Spät- und postkristalline Bildungen

Streng zu unterscheiden von den obigen, sehr undeutlichen, reliktischen Mörtelstrukturen sind solche von spät- bis postkristallinem Alter. Spätkristalline Verschieferungen und Pressungen, welche die Hauptschieferungsrichtung ausbannen, sind meist sehr gut rekristallisiert, so dass sie sich nur noch in einem klein- bis feinkörnigen, welligen Zeilenbau äussern. Der Quarz hat eine bessere Rekristallisationsfähigkeit als die Plagioklase, an denen oft noch unverheilte Rupturen zu beobachten sind.

Entlang postkristalliner Scherlinien und lokal von diesen begrenzt lagert sich ein mylonitisirtes und fein rekristallisiertes Quarz-Feldspat-Haufwerk an mit Mineralneubildungen (z. B. Albit). Diese Scherlinien sind diskordant und konkordant.

Viele der verbreiteten, schmalen, spättektonischen Risse, welche die Mineralkörner des Gefügebildes schief durchsetzen, sind gefüllt von verzahnten Quarzkleinkörnern. Häufig tritt Kalifeldspat an die Stelle von Quarz. Er ist als sehr feines Pflaster ausgebildet. Gitterung konnte ich bei diesem Mineral nie feststellen. Es dürfte sich um Adular handeln. Auch Prehnit erscheint zuweilen in Rissen. Diese Rissfüllungen gehören zu den spätesten Mineralneubildungen, von denen der Quarz ebenfalls undulöse Auslöschung zeigt. An Kluftflächen finden sich oft Muskowit-neubildungen.

c) Myrmekitbildung und andere Verdrängungserscheinungen an Feldspäten

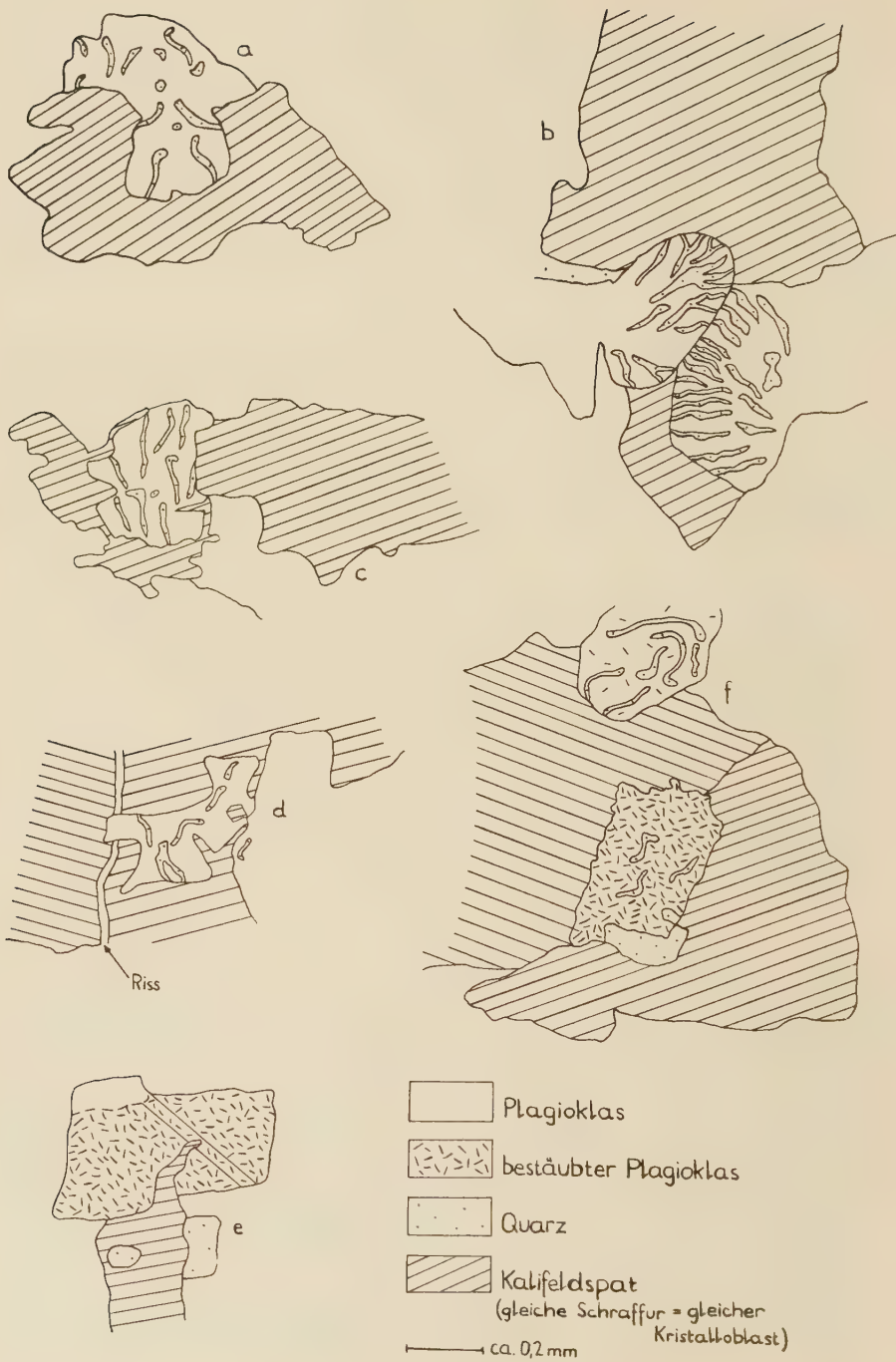
Myrmekitbildung tritt bei den Flaserigneissen überaus häufig auf. Die Erscheinung ist folgende: Plagioklase mit schlauchartigen, wurmförmigen Quarzeinschlüssen (= Myrmekit) sind meist randlich kalottenförmig eingestülpt in Kalifeldspatkristalloblasten. Dafür existieren zwei generell verschiedene Erklärungen:

- a) F. BECKE (1908) u. a. deuten sie als Verdrängung des Kalifeldspates durch den Plagioklas, wobei SiO_2 (und K) frei wird und sich im Plagioklas in dieser wurmförmigen Ausbildung ansiedelt.
- b) F. K. DRESCHER-KADEN (1948) u. a. sehen darin (sog. Myrmekit I) eine Verdrängung des Plagioklases durch Kalifeldspat. Dabei haben zuerst metasomatische Vorgänge auf die „Lockerstellen“ des Plagioklasgitters gewirkt und Quarzschläuche herausgelöst. Er belegt seine Ansicht mit vielen Beispielen von Korrosionserscheinungen am Plagioklasmyrmekit von regional verschiedenem Material.

KERN (1947, S. 38—46) hat mit genauen und überzeugenden Beobachtungen dargelegt, dass im Centovalli in Flaserigneissen der Myrmekit durch Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas entsteht, wobei aber in einer nächsten Phase der Myrmekit im Sinne DRESCHER-KADENS durch Kalifeldspat korrodiert werden kann. Es sind zwei Fälle möglich:

1. Im Verlaufe einer durchgehenden Kalifeldspatkristallisation erfährt dieses Mineral nur lokal im Kontakt mit Plagioklas eine Verdrängung und zerfrisst zu einem spätern Zeitpunkt seinerseits den Myrmekit.
2. Durch Verdrängung einer älteren Kalifeldspatgeneration entsteht Myrmekitplagioklas. Später kann dann eine zweite Kalifeldspatgeneration den Myrmekit korrodieren.

Primär entsteht aber immer dadurch ein Myrmekit, dass der Plagioklas den Kalifeldspat verdrängt (= normaler Myrmekit).



G. M. PARASKEVOPOULOS (1953, S. 238) hat sich ebenfalls ausführlich mit Myrmekitbildungen in Pegmatiten des Druckstollens Palagnedra-Verbano beschäftigt. Als Resultat findet er Verdrängung des Kalifeldspates durch Plagioklas unter Myrmekitbildung.

Diese beiden regionalen Detailuntersuchungen stützen also die Theorie BECKES. Meine eigenen Beobachtungen stimmen mit denjenigen von KERN und PARASKEVOPOULOS überein, und ich verweise auf diese beiden Arbeiten. Ich möchte hier nur einige zusätzliche Resultate bringen:

Fast in jedem Schliiff der Zweiglimmer-Flasergneisse habe ich Myrmekitbildungen gefunden, in der Form wechselnd von größeren, schlauch- und keulenartigen Quarzeinschlüssen bis zu halbkreisförmigen Quarz-

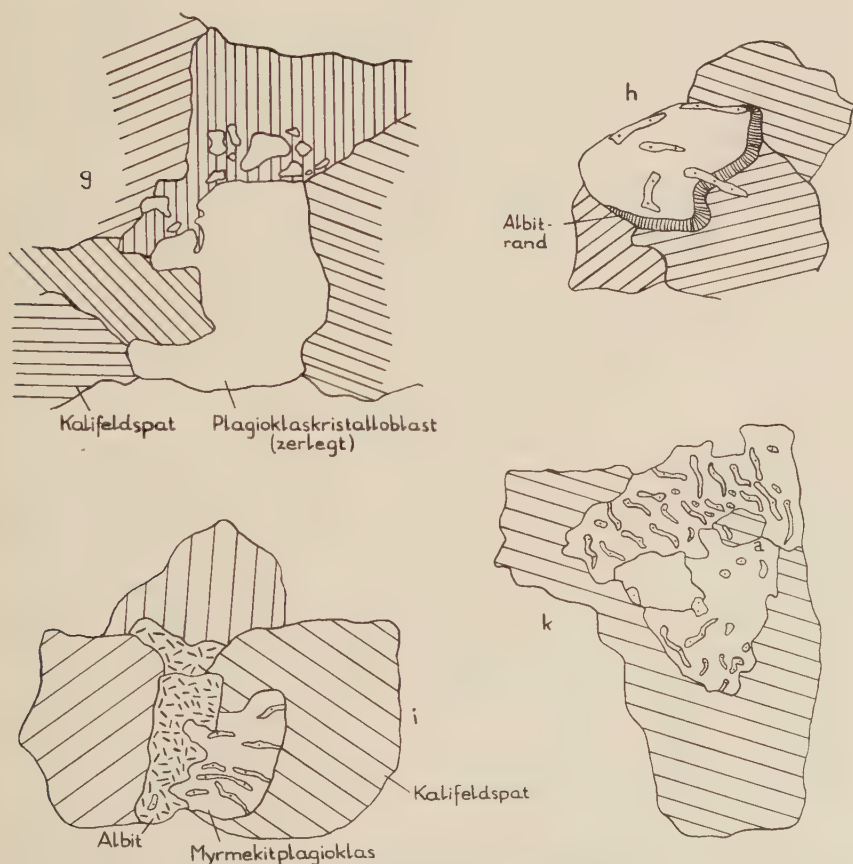


Fig. 3. Myrmekitbildung und andere Verdrängungserscheinungen an Feldspäten.

rasen. Immer sind es Reaktionserscheinungen zwischen Plagioklas und Kalifeldspat, und die Grenzen: normaler Myrmekit/Kalifeldspat erscheinen klar und scharf. Myrmekite dominieren in meinem Strukturtyp II (S. 98), also in Verbindung mit dem Quarz-Feldspat Metatekt. Dabei muss ich die Häufigkeit des normalen Myrmekits hervorheben, während die sekundär korrodierte Form weniger in Erscheinung tritt.

In Fig. 3 zeigt a einen der häufigsten Typen: immer wieder das bucht- bis zapfenartige Eindringen in Mikroklin. Besonders interessant und aufschlussreich ist b, wo zwei in einen Mikroklinkristalloblasten vorstossende und Myrmekit bildende Plagioklase sich treffen, nachdem sie alle Kalifeldspatsubstanz aufgezehrt haben. Ich glaube auch dies ist ein überzeugendes Beispiel für die Theorie BECKES. Sicher ist der Mikroklin nicht in der Lage, Myrmekitbildung an den Grenzflächen von zwei aneinanderstossenden Plagioklasen hervorzubringen, da doch ausdrücklich nur bei einer Reaktion Plagioklas/Kalifeldspat Myrmekite entstehen.

Weitere Fälle von Verdrängung des Kalifeldspates liefern c und d. Fig. 3c zeigt die Aufteilung eines Mikroklinporphyroblasten durch Myrmekit; bei d beachte man besonders, dass der Plagioklas den Riss überbrückt, der jünger ist als der Kalifeldspat. Hier kann man die Altersbeziehungen Plagioklas-Kalifeldspat an solchen Erscheinungen feststellen.

3e bringt die Verdrängung von altem, stark bestäubtem Plagioklas durch Mikroklin, der sich bis in eine Zwillingsslamelle vorgebohrt hat (ohne Myrmekitbildung!). Die Bestäubung des Plagioklases ist scharf abgegrenzt gegen einen unbestäubten, optisch gleich orientierten Teil, der später gewachsen ist.

Ferner liegt in 3f ein kombinierter Tatbestand vor:

Der stark bestäubte Plagioklas im Zentrum, der zweifellos einer älteren Generation angehört, hat einen normalen Myrmekit gebildet. Er wird von der nachfolgenden Mikroklinisierung (eventuell Weiterwachsen der vorher vom Plagioklas verdrängten Kalifeldspäte) unter Bildung von Korrosionsrändern angezehrt. Als jüngste Erscheinung haben wir dann einen frischen, fast unbestäubten Plagioklas, der sich in den Mikroklin eingepasst hat und ein normaler Myrmekit ist. Aus Flasergerneissen Typ d stammt Beispiel 3g. Ein Plagioklas wird in Teilstücke aufgelöst und von Kalifeldspat resorbiert. Myrmekitbildung tritt nicht auf.

Ich habe chemisch keinen Unterschied gefunden zwischen Myrmekit- und gewöhnlichen Plagioklasen im gleichen Schliff. Am Myrmekitplagioklas selbst jedoch kann eine saure Randzone entstehen. Dies hat auch PARASKEVOPOULOS (S. 245) beschrieben. Während dieser Autor es aber an normalem Myrmekit beobachtet, zeige ich ein Beispiel von Myrmekit,

der durch Mikroklin korrodiert wird (Fig. 3h): Ein Quarzeinschluss wird durch dieses Mineral bereits freigelegt. Es handelt sich um das Gestein

PK 999b (zuckerkörniges, plagioklasreiches, aplitisches Band mit Mosaikstruktur)

Myrmekit An_{11-16}

Randzone An_{0-5} ,

in dem diese Erscheinung auftritt. Diese Ränder sind eine unmittelbare Folge der Plagioklas-Kalifeldspat-Reaktion. Wo der Myrmekitplagioklas gegen andere Mineralien als Mikroklin angrenzt, sind keine solchen Ränder vorhanden. Die diskutierte Erscheinung ist also nicht abhängig davon, ob der Plagioklas Kalifeldspat verdrängt unter normaler Myrmekitbildung, sondern tritt auch auf, wie oben ersichtlich, wenn Kalifeldspat einen Myrmekit korrodiert. In der Mehrzahl der Fälle fehlen jedoch diese Ränder an Myrmekiten.

Man kann diese Verhältnisse folgendermassen deuten: Bei der Einwirkung von Kalifeldspat auf Plagioklas oder umgekehrt ist unter gewissen p-t-Bedingungen Abwanderung von Ca-Ionen aus der Randregion des Plagioklases und Einbau von Quarz in das Gitter möglich. Diese Begleiterscheinung kann bei der Myrmekitbildung oder -korrosion vorkommen, muss es aber nicht.

In Kalifeldspatpegmatiten finden sich in der Intergranularen manchmal Albitkörner. Mit KERN habe ich die Beobachtung gemacht, dass diese den Mikroklin verdrängt haben. Nach DRESCHER-KADEN (1948, S. 80) wäre dies Myrmekit II, postmikrokliner Myrmekit oder Kleinkornmyrmekit. Auch DRESCHER-KADEN stellt fest, dass in diesem Fall der Albit das Mikroklingrosskorn korrodiert hat und an seinen Korngrenzen gewachsen ist. Ich erwähne hier ein Beispiel, bei dem zusätzlich noch ein normaler Myrmekit vorkommt, DRESCHER-KADENS Myrmekit I: In Fig. 3i entstand Albit als Zwischenkorn auf Kosten von Mikroklin und wurde nachträglich bestäubt. Später verdrängte ein etwas basischerer Plagioklas als zweite Generation nochmals den Mikroklin und den Albit unter normaler Myrmekitbildung. Die Deutung DRESCHER-KADENS, der Myrmekit I sei entstanden, indem der Mikroklin den Plagioklas verdrängt habe, dürfte hier nicht zutreffen, wie auch nicht in Fig. 3k, wo in einem Kalifeldspatpegmatit Plagioklas den Mikroklin unter Myrmekitbildung verdrängt. Erscheinungen wie in Fig. 3k sind sehr verbreitet in allen Pegmatiten und wurden auch von PARASKEVOPOULOS eingehend behandelt. Der Quarzschlauch im Mikroklinrelikt (bezeichnet als a) ist

vielleicht ein Rest eines von diesem Kalifeldspat aufgezehrten, alten Myrmekitplagioklases. Ebenfalls in Pegmatiten und Flasergneissen beobachtet man, dass in Plagioklasporphyroblasten gleich orientierte, z. T. einzelne, z. T. zusammenhängende Fetzen und Schnüre von Mikroklin auftreten. PARASKEVOPOULOS (S. 244) deutet sie als Reste verdrängten Mikroklin, indem er auf die korrodierten Konturen dieser fetzigen Teilstücke hinweist. Es gibt nun aber Fälle, wo dies nicht mehr deutlich ist und wo eine antiperthitische Verdrängung des Plagioklases von innen heraus wahrscheinlicher ist, vielleicht ausgehend von einer primären Entmischung (EXNER, 1950, S. 247 u. 252).

B. Feinflaserige Zweiglimmergneisse, Typ b

Gegenüber den Gneissen der Klasse A besteht hauptsächlich ein textueller Unterschied. Die Textur ist feinflaserig bis fleckig und streifig, z. T. fast monoschematisch. Diese Gesteine kommen in Lagen und schmalen Bänken in den Gneissen vom Typ a und in den Paragesteinen und Muskowitgneissen der nördlichen Orselina-Serie vor.

Der Mineralbestand ist sehr ähnlich Typ a. Gewisse Muster zeigen einen lagigen Aufbau, bedingt durch wechselnde mineralogische Zusammensetzung. Je nach dem Mineralbestand der einzelnen Bänder ist auch der An-Gehalt der Plagioklase in diesen ein verschiedener:

	Muskowit	Biotit	Kalifeldspat	Plag.	Quarz	An-Gehalt
PK 918 Lage I	—	5	—	70	25	18—24
Lage II	—	5	50	20	25	13—17
PK 844	2	10	20	45	20	12—18

Beide Gesteine entstammen Bändern in Muskowitgneissen mit Albit (Abschnitt E). Es ist darum zu verstehen, dass sowohl Lage I von PK 918 und PK 844 sehr sauren Oligoklas führen, obgleich der Mineralbestand (wenig Muskowit und Kalifeldspat) einen solchen gar nicht voraussetzt. Die saure Umgebung scheint ihn zu fordern. Sonst finden wir auch hier wie in Typ a einen Oligoklas von An₂₂₋₂₆.

Die Struktur gleicht derjenigen vom Gneisstyp a. Der eher gleichkörnige Gefügetyp I (S. 97) herrscht vor. Das Korn ist jedoch mittel bis fein. Manchmal resultiert eine Mosaik- bis Hornfelsstruktur.

C. Feinflaserige Biotitgneisse (± Muskowit), Typ c

Diese Gesteine sind textuell und strukturell (z. T. KERN: Typ Fa) fast gleich wie der Gneisstyp b. Sie unterscheiden sich mineralogisch von diesem durch den höheren Biotitgehalt. Kalifeldspat tritt manchmal eher zurück.

Mineralbestand

Schliff Nr.	Biotit	Muskowit	Kali- feldspat	Plagioklas	Quarz	An- Gehalt
PK 685	20	wenig	20	40	20	
PK 315	15	—	30	30	25	
PK 631	20	—	2	60	20	
PK 3	15	2	1	60	20	22—26 mit pegmati- tischer Ader

Akzessorien wie bei Typ a.

Der Gneisstyp c kommt in der Orselina-Serie vor, wo Biotit-Plagioklasgneisse von Quarz-Feldspatsubstanz mehr oder weniger durchdrungen sind, z. T. lagig-bänderig im mm- bis cm-Bereich. Eine Wechsellagerung mit hellen Gneissen vom Typ b, d und e ist zu beobachten. Andererseits tritt diese Gneissklasse in den Flaser-gneissen Typ a auf, wo sie biotitreichere Horizonte bildet.

D. Inhomogen bänderig-lagige und flaserig-körnige Biotitgneisse ($\pm$ Muskowit), Typ d

Zwei Typen lassen sich aufstellen: Der eine hat, bei ähnlicher Textur wie Gneisstyp a, einen höhern Glimmergehalt, also dunkleres Aussehen. Der andere ist ausgezeichnet durch leukokrate, cm-breite Bänder und konkordante Adern, die in den Zwischenlagen einen biotitreicheren, stereogenen Anteil besitzen.

Es handelt sich wie bei Typ c um ein Übergangsglied Zweiglimmer-Flasergneiss/Biotit-Plagioklasgneiss, jedoch mit gröberer Textur. Gneisstyp d kommt vor wie Typ c, ist aber häufiger als dieser.

Mineralbestand

Schliff Nr.	Biotit	Muskowit	Kali- feldspat	Plagioklas	Quarz	An- Gehalt
PK 466	20	1	5	50	25	22—24
PK 496	15	wenig	30	30	25	22—26
PK 433b	15	wenig	3	65	15	19—23
PK 573						
Lage I	10	15	5	30	40	stereogen } chymogen } bänderig
Lage II	2		50	20	30	

Weniger häufig:

PK 7	5	15	15	40	35	24—28
				augig-flaserig		
PK 469	1	10	—	50	35	26—32
				grobaderig		
PK 369	10	2	10	50	30	18—21
				diffus-fleckig		

Der hohe Muskowitgehalt von PK 7 und PK 469 ist nur lokal bedingt, da sich eine Haut aus diesem Mineral um das Neosom gebildet hat. Auffallend ist der

hohe An-Gehalt des inhomogen metatektisch durchdrungenen Gesteins PK 469. Die Proben PK 433 b und PK 369 liegen im Bereich von saurerem Quarz-Feldspatmaterial und sind texturell und strukturell schon weitgehend an die Gneisse der Klasse A angeglichen. Die Übergemengteile sind analog denjenigen des Gneisstyps a. Neu tritt dabei Hornblende auf, die manchmal einen Teil des stereogenen Anteils der durchtränkten und injizierten Gneisse darstellt.

Die *Struktur* entspricht derjenigen der Flasergneisse Typ a. Plagioklas hat oft Tendenz zu polygonalen Kornumrissen mit Pflasterstruktur. Myrmekitbildung und Verdrängung von Plagioklas durch Kalifeldspat (siehe S. 101, Fig. 3g) sind verbreitet.

Zwei Gneissvarietäten vom Typ d fallen wegen ihrer etwas extremen mineralogischen Zusammensetzung (dioritisch) besonders auf:

Schliff Nr.	Biotit	Muskowit	Kali-feldspat	Plagioklas	Quarz	Titanit	An-Gehalt
PK 81	20	wenig	20	60	< 1	—	22—26
PK 425	15	—	5	75	2	2	17—23

Beide Gesteine sind massig und grobkörnig. Das erste stammt von einer ca. 1 m-breiten Gneissbank nördlich Lasa am Weg zum Monte Rotondo und hat hypidiomorphe, gleichkörnige Plagioklase. Die Struktur ist granoblastisch bis graneid. PK 425, vom Bach nördlich Isella in der Monte Rosa-Zone, besitzt eine eher ungleichkörnige, granoblastische Struktur. Oft kann man in den Plagioklasen eine stark bestäubte, scharf begrenzte Kernzone (Altbestand) von einer unbestäubten, in einer spätern Kristallisationsphase dazugewachsenen Randzone unterscheiden, die aber beide gleichen Chemismus haben (Fig. 4).

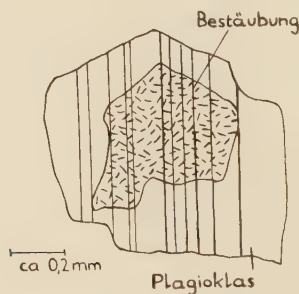


Fig. 4

E. Muskowitgneisse ($\pm$ Biotit), Typ e

Auf mineralogischer Basis ist es möglich, zwei Gruppen zu bilden, nämlich:

- A. Albitführende Muskowitgneisse. Sie treten im N der Orselina-Serie auf, d. h. im Liegenden des Olivinfels-Amphibolitkomplexes des Pzo. Formalone im Gebiete La Colma-Cima Trubbio-Cima del Sassone-Cima di Caneto. Sie sind vermischt mit Paragesteinen wie Staurolith-Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer.

fer, Biotitschiefergneisse, Amphibolitlagen. Dazwischen erscheinen zuweilen schmale Lagen von Flasergneissen Typ b und c, selten a. Im Streichen gegen E gehen sie über in den unten erwähnten Typ B, z. B. beim Monte Rotondo in der Ribellasca.

- B. Vorwiegend sauren Oligoklas führende Muskowitgneisse. Das Vorkommen dieser Gesteine erstreckt sich auf die übrigen Teile der Monte Rosa-Zone und Orselina-Serie, wo sie als Bänke und Lagen den Zweiglimmer-Flasergneissen und den Biotit-Plagioklasgneissen eingeschaltet sind, bei den letztern wechsellagernd mit hellen Quarz-Feldspatbändern und -schnüren.

Gruppe A

Schliff Nr.	Biotit	Muskowit	Kali- feldspat	Plagioklas	Quarz	An- Gehalt
PK 921	5	10	30	20	35	3—11
PK 919	3	20	25	20	30	0—9
PK 207	5	10	30	30	25	6—10
Gruppe B						
PK 435	5	20	—	20	55	16—20
PK 746	1	10	40	25	25	} saurer Oligoklas
PK 10	5	20	25	30	20	

Die Akzessorien sind die gleichen wie in Typ a. Gefügemässig lassen sich diese Gesteine in die Klassen A bis D einordnen.

Die Gesteine der Gruppe A sind fein- bis mittelkörnig und haben wenig ausgeprägte Korngrößenunterschiede bei mässiger bis schwacher Verzahnung der Mineralkörner (KERN, Typ Fa). Zum Teil nähern sie sich, wie auch gewisse Typen der Klassen B und C, stark der Struktur der aplitischen Gneisse der Forcoletta-Gneisszone. Gruppe B besitzt teilweise die gleichen Strukturelemente wie A. Überdies gibt es aber bei Gruppe B viele Varietäten, die gefügemässig Gneissen vom Typ a nahestehen, d. h. sie sind grob- bis mittelkörnig mit Zwischenkornstruktur, sind stark symplektitisch und mehr oder weniger ungleichkörnig mit einer schwächeren Paralleltextur.

Myrmekite sind oft anzutreffen bei Gruppe B. Es fällt jedoch auf, dass sie in Gneissen der Gruppe A selten sind. Hier kommen dafür, wie in den Gneissen der Forcoletta-Zone, viele Verdrängungserscheinungen an Plagioklas vor, hervorgerufen durch Kalifeldspat (vgl. S. 101 u. 185).

2. Pegmatite, Aplite und Quarzadern

Da diese Gesteine den vorhin besprochenen Flasergneissen genetisch sehr nahestehen, bespreche ich sie hier anschliessend.

E. GUTZWILLER (1912), R. KERN (1947) und G. M. PARASKEVOPOULOS (1953) haben sich bereits ausgiebig mit ihnen befasst, so dass ich mich kurz fassen kann. Dem ersterwähnten Autor ist es schon aufgefallen, dass die Pegmatite und Aplite z. T. eng vermischt und verwoben sind

mit den Gneissen, die sie umgeben. Sie sind vorherrschend konkordant mit diesen und Diskordanz ist nur untergeordnet im cm- bis m-Bereich festzustellen, wo sich Adern wurzelförmig verzweigen oder eine Linse bauchig über die Schichtflächen eines Nebengesteins hinausgreift. An vielen Orten im Felde gewinnt man den Eindruck, dass sich bis m-mächtige Pegmatite und Aplite in schmalere Adern aufsplintern, diese sich wiederum in noch feinere und feinste Äderchen teilen und so das Nebengestein netzartig, lagig und bänderig durchbluten. Sie stehen in Verbindung mit der Augen-, Knoten- und Linsenbildung im Gestein. Manche andere pegmatitisch-aplitische Gänge und Quarzadern durchschlagen das Nebengestein, ohne dass sie über die Kontaktfläche hinaus auf das Gestein einwirken. Sie sind konkordant eingelagert, schwellen zu dicken Linsen an, verengen sich wieder und verzweigen sich schliesslich. Boudinierte Gänge sind häufig anzutreffen.

Meistens sind die pegmatitisch-aplitischen Bildungen nur auf kurze Distanz zu verfolgen bei starkem Wechsel ihrer Mächtigkeit. Manchmal erscheinen umfangreiche, mehrere m mächtige Stöcke und Linsen. Am Rande der Pegmatitlinsen und -adern haben sich oft dicke Glimmerhäute von Biotit-Muskowit entwickelt, ähnlich wie im mikroskopischen Bereich der grobgemengten Flasergerneisse zwischen den einzelnen Flasern, Augen und Lagen. Es handelt sich hier bestimmt um ein Wegdrängen grossen Stils bei der Platznahme des Pegmatits.

Wie man aus der geologischen Karte ersieht, ist die Verteilung der Pegmatite durch eine Häufung in einer ganz bestimmten Zone gekennzeichnet. Es ist dies ein Band, das von Craveggia durch das Tal des Riale Isornino zur Gegend bei Dissimo und über Olgia-Camedo nach der Station Verdasio führt. Südlich der Melezza erscheint diese Zone auch bei Moneto-Palagnedra-Rasa. In ihr haben wir die höchste Anzahl und die grösste Mächtigkeit der Pegmatite. Es handelt sich um die Grenzzone zwischen Monte Rosa-Zone und Orselina-Serie. Ausgedehnte Linsen werden östlich Craveggia, am Orti-Bach nordwestlich Dissimo und (ehemals) östlich von Olgia für die Keramikindustrie ausgebeutet.

Diese pegmatitreiche Zone ist nun gerade auch derjenige Bereich, der durch postkristalline, spättektonische Störungen am meisten heimgesucht worden ist. Ein Grossteil der Pegmatite ist kataklasiert und bis zur Unkenntlichkeit zu Grus zermahlen. Am eindrucklichsten sieht man das bei der Station Verdasio an der Centovallistrasse, in der Ribellasca, im Bach östlich Monti di Dissimo und in der Schlucht des Riale Isornino östlich Craveggia. Es zeigt sich, dass die von den nachdringenden Pegmatiten benutzte, „gangbare und durchlässige Zone“ später als Schwä-

chezzone wieder von den jungen Störungen reaktiviert wurde. Die Textur der Pegmatite ist durchwegs massig.

Nach Mineralbestand und Korngrösse sind zu unterscheiden:

- a) Kalifeldspatpegmatite;
- b) Plagioklaspegmatite;
- c) Kalifeldspataplite;
- d) Plagioklasaplite;
- e) Quarzgänge und -adern.

Makroskopisch sind Plagioklas- und Kalifeldspatpegmatite kaum auseinanderzuhalten. Von 15 Proben gehören vier zur Gruppe a und 11 zur Gruppe b. Neun der Plagioklaspegmatite liegen nördlich der Hauptverbreitzungszone in Flasergneissen, Biotitgneissen, Hornblendegneissen und bei Olivinfelsen. Die zwei restlichen befinden sich, zusammen mit den Kalifeldspatpegmatiten, in der pegmatitreichen Zone, während nur ein Exemplar der Gruppe a nördlich dieser Zone liegt. Viele Pegmatitvorkommen sind gemischt, wie z. B. Craveggia. Sowohl a- wie auch b-Pegmatitkomponenten kommen dort vor.

Es sind kontinuierliche Übergänge vorhanden zwischen pegmatitischen und aplitischen Adern. Kornverfeinerung der Pegmatite führt zu den letztern und zugleich werden auch die Adern schmaler und feiner, sodass sie im Felde kaum mehr ausgeschieden werden können. Dabei können immer wieder grössere Kristalloblasten darin eingesprengt sein.

Mit dem Zurücktreten der Feldspäte entstehen dann monomineralische Quarzgänge, die als späteste Bildungen anzusehen sind und in fast allen Gesteinsarten auftreten.

Beispiele zum Mineralbestand:

Schliff Nr.	Biotit	Muskowit	Kali- feldspat	Plagioklas	Quarz	An-Gehalt
a) PK 1098	—	3	55	20	20	4—5
PK 858	5	3	45	25	20	
b) PK 542a	25	—	—	65	10	8—11 *)
*) Pegmatitisch durchtränkter Biotitgneiss.						
PK 1100	—	25	—	60	15	18—19
PK 1106	wenig	10	1	65	25	18
PK 1138	—	2	35	45	20	12—13

Hierhin und zu Gruppe d gehören auch die rein aus Plagioklas (Andesin) und ± Quarz bestehenden pegmatitischen und aplitischen Schmitzen, Schlieren und unzähligen Lagen in den Amphiboliten, Hornblendegneissen und Biotit-Plagioklasgneissen, die später noch Erwähnung finden.

c) PK 1242	3	wenig	35	20	40	16—18
d) PK 999b	< 1	2	15	80	3	10—16
PK 999a	12	wenig	5	70	15	16—24 *)

*) Konkordant neben der Aplitlage liegende Bank von Flasergneiss Typ c. Man beachte den verschiedenen An-Gehalt.

e) Zu dieser Gruppe gehört z. B. ein Biotit-Plagioklasgneiss vom Bach nordwestlich La Cailina, der konkordant und im Kleinbereich diskordant von Quarz-Turmalin-Neosom durchdrungen wird (Fig. 5).

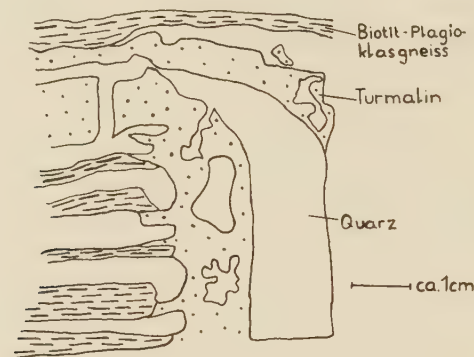


Fig. 5

An Übergemengteilen erscheinen: Apatit, Granat, Magnetit, Chlorit, Zirkon, Titanit. Turmalin ist ziemlich selten. Östlich Craveggia am rechten Ufer des Riale Vasca befindet sich ein schon aus dem letzten Jahrhundert bekanntes Vorkommen von seltenen Pegmatitmineralien. Die Lokalität heisst Piano del Lavonechio. Mächtige lose Blöcke enthalten hier Beryll, Turmalin, Granat, Ilmenit und ausserdem die seltenen Mineralien Delorenzit, Columbit und Strüverit. Diese Pegmatitblöcke wurden jedoch gesprengt und zumeist gründlich ausgebeutet. Ich verweise auf die Arbeit von C. BATTAINI u. a. (1943), wo auch die grosse Bibliographie über diese Vorkommen aufgeführt ist. Ausser dieser ehemals reichen Fundstelle sind die Pegmatite des Untersuchungsgebietes meist steril. Sehr kleine Mengen von gelbem Autunit, die mit dem Geiger-Zähler nachgewiesen werden konnten, kommen in den Pegmatitbrüchen bei Eglio östlich Craveggia vor.

Die Pegmatite sind äusserst grobkörnig und häufig stark ungleichkörnig. Der Kalifeldspatpegmatit hat oft zwischen den grossen, unregelmässig begrenzten Mikroklinen eine Zwischenkornstruktur aus feinkörnigem Quarz und Albit (Kern: Typus A).

Führen die pegmatitischen und aplitischen Adern hauptsächlich Plagioklas, so entsteht meist eine Pflasterstruktur mit polygonalen Umrissen der Plagioklaskörner (KERN: Typus E). Kommt mehr Quarz dazu, so ergeben sich verzahnte Strukturen (KERN: Typus J). Oft sind Risse und Deformationen spätektonischer Durchbewegung im Schliffbild zu sehen. Auf Fig. 6a ist ein Plagioklas abgebildet, der in einer ersten Deformationsphase zerbrochen wurde. In die Risse drang in der Folge

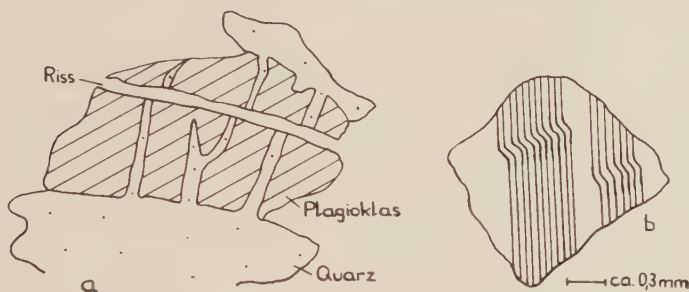


Fig. 6

Quarzsubstanz ein und verheilte sie. Eine spätere Kataklyse zerriss den Plagioklaskristalloblasten ein zweites Mal senkrecht zu den alten Bruchspuren, wobei die beiden Flügel leicht verstellt wurden. Zeichen mechanischer Deformation zeigt auch der Plagioklas in Fig. 6b. Er hat undulöse Auslöschung und die Albitlamellen sind gestaucht. Als Neubildungen erscheinen in Klüften neben Quarz schuppige Tafeln von Chlorit, die sphärolithisch auslöschen. $2V_z = \text{ca. } 20^\circ$; der Pleochroismus geht von grün zu gelbgrün und $n_z - n_x = 0,006$. Über Verdrängungsstrukturen siehe S. 99.

Zusammenfassung und Genetisches zu den Abschnitten 1 und 2

Flasergerneisse vom Haupttyp a können texturell und mineralogisch übergehen in die untergeordneten Typen b—e. Die biotitreicheren Abarten c und d bilden den eigentlichen Übergang zu den Biotit-Plagioklasgerneissen und Zweiglimmerschiefern. Ein prinzipieller petrographischer Unterschied zwischen den Typen in der Monte Rosa-Zone und Orselina-Serie ist nicht vorhanden. Flasergerneisse stellen das Hauptgestein der Monte Rosa-Zone dar, kommen aber auch in der petrographisch viel mannigfaltigeren Orselina-Serie vor, jedoch in Lagen von sehr unterschiedlicher Mächtigkeit.

Engstens verbunden mit der Genese der Flasergneisse und feldgeologisch vor allem mit diesen vorkommend sind die konkordanten Pegmatite und Aplite, die in einer ganz bestimmten Längszone ihre grösste Verbreitung haben. Oft beobachtet man eine kontinuierliche Abfolge von einem pegmatitischen Gang zu mittelkörnigen, eher aplitischen Adern, zu feineren Schnüren und Schmitzen bis zur Augen-, Lagen- und Flaserbildung in den Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneissen.

Mikroskopische Detailuntersuchungen zeigen, dass präkristalline Relikte so gut wie fehlen und lassen die äusserst komplizierten genetischen Zusammenhänge zwischen Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz erkennen. Der letztere blieb sicher am längsten mobil, wie die Quarzgänge, die als letzte Bildungen erwiesen sind, zeigen. So hat, je nach Lokalität, Kalifeldspat mit Quarz als jüngere fluide Phase den Plagioklas verdrängt oder Plagioklas mit Quarz den älteren Kalifeldspat. Diese Tatsachen widerspiegelt ja auch das Vorkommen sowohl von Kalifeldspatpegmatiten als auch von Plagioklaspegmatiten als Repräsentanten von jungen mobilen Phasen.

Spuren von spätkristallinen bis spättektonischen Deformationen sind in Form von blastomylonitischen, kleinen Zonen und oft als gefüllte und ungefüllte Risse und Klüfte im Mikrobereich zu sehen.

Die Untersuchungen an Plagioklasen haben ergeben, dass die Flasergneisse normalerweise als stabilen Plagioklas einen Oligoklas von An_{22-26} besitzen. Abweichungen von diesem Normalfall können eintreten:

- a) wenn das Gestein einen besonders K-reichen Mineralbestand hat, also viel Muskowit und Kalifeldspat. Sein Plagioklas wird saurer;
- b) wenn das Gestein in der Einflussphäre einer pegmatitischen oder aplitischen Durchtränkung liegt. Sein Plagioklas wird saurer oder — selten — basischer, da der An-Gehalt in Pegmatiten bis zum basischen Oligoklas variieren kann;
- c) wenn das Gestein als Einzellage in einem umfangreicheren, durch einen sehr sauren Plagioklas charakterisierten Gesteinskomplex liegt. Sein Plagioklas wird saurer.

Die Flasergneisse der Monte Rosa-Zone stehen in durchgehendem Zusammenhang mit den Augengneissen von Macugnaga (Karte BLUMENTHAL, 1952). Nach BEARTH (1952, S. 35) handelt es sich dort um einen z. T. granitartigen, grobflaserigen Zweiglimmergneiss präalpinen Ursprungs mit ein bis mehreren Zentimeter langen Kalifeldspatäugen. Dieser erlitt während der alpinen Orogenese lediglich eine Metamorphose niedrigen Grades, vorwiegend deformativer Natur, deren Intensität lokal

verschieden war. In meinem Untersuchungsgebiet jedoch wirkte alpin eine mesozonale Regionalmetamorphose. Die Gneisse der Monte Rosa-Zone wurden hier völlig umkristallisiert. Als verbreitetstes Produkt erhielten wir den Flasergneiss Typ a. Alle deformativen Spuren, ausser den zonenweise begrenzten spät- und postkristallinen, sind restlos weggefeht. Es präsentiert sich uns ein vollständig durchkristallisiertes Gestein mit einem Plagioklas von durchschnittlich An_{22-26} . Makellos und frisch erscheinen fast alle Gemengteile. Augige und flaserige Texturen mit Glimmerflatschen erinnern noch stark an Monte Rosa-Typen. Die hellen Gemengteile sind jedoch oft gleichmässiger verteilt. Das Gefüge ist auf dem Wege zu einer weitgehenden Homogenisierung in bezug auf Korngrösse und Mineralverteilung. Aus dem lückenlosen Durchziehen der Augengneisse von Macugnaga in mein Untersuchungsgebiet darf ich schliessen, dass hier das präalpine Ausgangsmaterial eine ähnliche Zusammensetzung gehabt hat wie im Monte Rosa, wo es alpinmetamorph viel weniger stark verändert wurde. Neben einer gewissen strukturellen und texturellen Ähnlichkeit sind sowohl die Augengneisse von Macugnaga als auch die Flasergneisse Typ a mineralogisch beides Zweiglimmergneisse granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Es ist deshalb anzunehmen, dass die alpine Regionalmetamorphose, die den Flasergneiss Typ a geprägt hat, ohne wesentliche Stoffzufuhr stattgefunden hat. Sie bewirkte eine Umlagerung, Umkristallisation und Neukonstituierung eines präexistierenden Gneisses granitischen Ursprungs. Sicher begleiteten diese präalpinen, granitischen Gneisse auch Paragneisse, die natürlich in die alpine Umprägung miteinbezogen und teilweise zu Flasergneissen aller Typen umgewandelt wurden. Besonders die biotitreichen Typen c und d, die z. T. inhomogen bänderig-lagig und augig durchadert sind, betrachte ich als ursprüngliche Paragneisse und -schiefer.

Die gleichen Flasergneisse wie in der Monte Rosa-Zone kommen, wie erwähnt, mit einer etwas ausgeprägteren Paralleltextur auch in der Orselina-Serie vor. Im W zieht diese in den Camughera-Moncucco-Komplex, aus dem mir Herr Prof. BEARTH freundlicherweise Gesteine zur Verfügung gestellt hat. Ich konnte feststellen, dass dort noch deutliche blastomylonitische Strukturen in den Flasern und Augen von hellen Zweiglimmergneissen auftreten. Ich deute sie als unvollständig verheilte Deformationsspuren präalpiner heller Gneisse. Deshalb darf man annehmen, dass auch die Flasergneisse der Orselina-Serie, analog denjenigen der Monte Rosa-Zone, alpin aus präexistierenden, granitischen Gneissen, verbunden mit Paragesteinen, hervorgegangen sind.

Über Pegmatite siehe S. 130.

3. Biotit-Plagioklasgneisse ($\pm$ Muskowit), meist mit Granat

Textur und Vorkommen

Zwischen den Flasergneisskomplexen der Orselina-Serie, selten in der Monte Rosa-Zone, treten Biotit-Plagioklasgneisse auf, wechsellagernd mit Glimmerschiefern, Hornblendegneissen und Amphiboliten. Die Flasergneisstypen c und d bilden Übergangsglieder zu den Biotit-Plagioklasgneissen. Die plattigen, manchmal mehrere Meter mächtigen Bänke, oft aber nur dm- bis cm-breiten Lagen der letzteren werden häufig intensiv durchsetzt von Quarz-Plagioklasadern, -schmitzen und -bändern. Vielfach schalten sich Hornblendegneisse in den Verband ein, die dann in Amphibolite übergehen. Oder es tritt eine Glimmerschieferlage oder Flasergneissbank mit den beschriebenen texturellen und mineralogischen Abstufungen dazwischen. Dieser bunte Wechsel ist besonders schön zu verfolgen im Riale Isornino und seinen von N her kommenden Seitenbächen, im Valle degli Orti, in der Ribellasca und in den weiter östlich davon gelegenen Seitenbächen der Melezza. Die Biotit-Plagioklasgneisse haben eine sehr gute Paralleltextur und sind bald feinfleckig oder fein-flaserig, oft monoschematisch. In Zonen, die noch in den Spätphasen der Kristallisation verschiefert und gepresst wurden, wie z. B. bei Camedo-Borgnone, an der Centovallistrasse, im Riale Isornino und im Gebiete Cima Trubbio-Cima del Sassone besteht kein scharfer textureller Unterschied zwischen Biotit-Plagioklasgneissen und Glimmerschiefern. Bei der Kartierung konnte deshalb nur auf den erhöhten Glimmergehalt der letzteren abgestellt werden.

Mineralbestand

Schliff Nr	Biotit	Muskowit	Plagioklas	Quarz	Granat	Erz (wahrsch. Magnetit)	An-Gehalt
PK 356	25		35	25	10	2	24—27
PK 460	25		55	20	einige		29—38
PK 329	30	wenig	45	25	wenig		24—39
PK 318	30		60	10	< 1	1	22—32
PK 976	5	15	30	45	4	< 1	32—42
PK 279	20		35	45	mehrere	einige	*)

*) Biotitreiche Lage I: 64—70, kern- u. asymmetrische Flecke: 41—45; Lage II: 33—37, Hüllzonen: 27, 46.

PK 492	30		40	30	einige		*)
--------	----	--	----	----	--------	--	----

*) Biotitgneisse: 41—46, Kernflecke: 53—54; pegmatitische Plagioklaslage: 34—38

Akzessorien: Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, grüne Hornblende, Staurolith, Mg-Orthit, Kalifeldspat, Chlorit; selten: Turmalin, Gedrit, Aktinolith, Hämatit, Sillimanit.

Charakteristisch ist das fast permanente Auftreten von Granat, der bis mehrere Vol.% ausmachen kann. Es ist Almandin. n liegt zwischen 1,80 und 1,84.

Vielfach treten Lagen- und Bändertexturen im cm- bis mm-Bereich auf, indem biotitreiche und -arme Streifen abwechseln und pegmatitische Knauer und Quarzadern dazwischengeschaltet sind. Die chemische Zusammensetzung der Plagioklase bleibt jedoch uniform. Im Gegensatz dazu findet man andere Schiffe, wo in biotitreichen Lagen ein basischerer Plagioklas vorkommt, wie die Beispiele PK 279 und PK 492 (siehe Tabelle) zeigen. Hie und da erscheinen normal zonare, invers und asymmetrisch zonare Plagioklasindividuen (siehe Fig. 8, S. 120).

Der An-Gehalt der Biotit-Plagioklasgneisse ist im Vergleich zu den homogenen Flasergneissen des Typs a etwas höher. Der stabile Plagioklas ist ein Oligoklas bis Andesin. Wie die obigen Beispiele aber zeigen, können sehr kalkreiche Plagioklase in gewissen, mehr oder weniger umfangreichen Lagen auftreten, ohne dass das betreffende Gestein sonst einen veränderten Mineralbestand hätte. Dabei schwankt die chemische Zusammensetzung der Zonen eines einzelnen Plagioklasindividuums zwischen beträchtlichen Grenzen (z. B. Kern: 41, Rand: 65). Über diese kalkreichen Plagioklase folgt später mehr.

Struktur

Der Biotit umschliesst die hellen, runden bis elliptischen Gemengteile, unter denen Plagioklas vorwiegt, einzeln oder in kleinen Gruppen, so dass eine netzartige Struktur zustande kommt. KERN hat sie auf S. 29 als Typus G beschrieben und abgebildet. Die Mineralien sind fein- bis mittelkörnig und zumeist gleichkörnig. Es ist eine granoblastische bis lepidoblastische Struktur. In den verschieferten Gesteinen, die texturell zu den Glimmerschiefern überleiten, erkennt man Spuren spät- und postkristalliner Durchbewegung. Längs der Schieferung finden sich zeilenartig gestreckte Kleinkornmenge aus zermahlenem und rekristallisiertem Plagioklas und Quarz, oft begleitet von grobkörnigen Quarzadern.

4. Zweiglimmerschiefer ($\pm$ Staurolith), meist granatführend

Textur und Vorkommen

Die Zweiglimmerschiefer führen meist Granat, oft auch Staurolith. Sie kommen vor allem im stark präkristallin durchbewegten Gebiete

Cascine di mezzo-Cima Trubbio-Cima del Sassone-Cima di Caneto vor, also im Liegenden der basischen Gesteine südlich des Pzo. Formalone. Sie sind hier vielfach stark muskovitführend und quarzreich und assoziiert mit hellen, albitführenden Muskowitgneissen und feinflaserigen Zweiglimmer- bis Biotitgneissen Typ e, b und c. Dazwischen erscheinen hie und da Amphibolit- und Hornblendegneisslagen, zuweilen quarzreiche Einlagerungen. Charakteristisch ist der Muskowitreichtum dieser gemischten, flachliegenden Zone. Weiter gegen SE taucht sie ab ins Valle degli Orti, erscheint nochmals flachliegend südöstlich der Alpe Rovina und stellt sich dann endgültig steil in der Ribellasea. Hier, wie auch in ihrem im Valle degli Orti wurzelnden Teil, hat diese Zone aber weitgehend ihren Charakter verloren. An Mächtigkeit verlierend treten an die Stelle der Zweiglimmerschiefer helle und dunkle Biotitgneisse, daneben erscheinen bankige, oligoklasführende Muskowitgneisse und hie und da schmale Amphibolit- und Hornblendegneisslagen. Man kann sie kaum mehr von der übrigen Orselina-Serie trennen.

Im übrigen sind die Zweiglimmerschiefer allenthalben in der Orselina-Serie den Biotit-Plagioklasgneissen und auch den Flasergneissen dazwischengeschaltet. Seltener sind sie in der Monte Rosa-Zone.

Die Textur ist gestreckt bis leicht gewellt schieferig.

Mineralbestand

Schliff Nr.	Biotit	Muskowit	Plag.	Quarz	Granat	Stau- rolith	Erz (wahrsch. Magnetit)	An- Gehalt
PK 765a	15	25	5	35	5	10	1	16—24
PK 962	25	7	40	30	mehrere		< 1	23—24
PK 953	10	20	15	45	5	1	wenig	24—31
PK 457	35	einige	45	20	1		mehrere	26—33
PK 579	10	5	< 1	85	1	mit den Glimmerschiefern verbundene quarzreiche Lage		

Akzessorien: Sillimanit, Apatit, Zirkon, Chlorit, Titanit, Turmalin; selten: Kalifeldspat, Hämatit, grüne Hornblende.

Der An-Bereich des stabilen Plagioklases ist der gleiche wie bei den Biotit-Plagioklasgneissen. Der Plagioklas von PK 765a wurde beeinflusst von den umgebenden albitführenden Muskowitgneissen. Er ist saurer. Bei PK 457 sind lagenweise Unterschiede im An-Gehalt: einerseits hat es Plagioklas von An_{26-28} , andererseits von An_{30-33} . Im Gegensatz zu vielen Fällen, wo z. B. Plagioklase vom Bereich An_{26-33} regelmässig verteilt sind, sind sie hier in bestimmte Lagen sortiert.

Der Staurolith als Stressmineral ist meinen Feststellungen gemäss in der Tat ganz beschränkt auf Gebiete, wo Strukturmessungen eine intensive Durchbewegung und Knitterung anzeigen. So kommt er vor allem vor bei La Colma-Bocchetta della Cima-Cima di Caneto und in der kleinen Paraschieferschuppe östlich Bocchetta di Cortaccio, sowie südlich Fontana und im Valle Rodeggia. In den $\pm$ vertikal stehenden Gesteinskomplexen bei Craveggia-Dissimo-Camedo-Verdasio fehlt dieses Mineral, obwohl chemisch seine Bildung möglich gewesen wäre. Sillimanitführende Schieferzüge treten eher selten auf. In der oben erwähnten, flachliegenden Glimmerschieferzone habe ich keine beobachtet. Sie erscheinen zusammen mit den sillimanitführenden Biotit-Plagioklasgneissen in den steiler stehenden, rückwärtigen Gesteinsverbänden der Ziecher-Sassone-Decke zwischen den Flasergneissen, wo neben erhöhtem Druck eine gesteigerte Temperatur zu erwarten ist. So im Valle Rodeggia, südöstlich des Monte la Cavallina und nordwestlich der Alpe Cima. Der Sillimanit ist in diesen Schiefer in langen, faserigen Strähnen oder filz- und besenartig an den Biotit gebunden, manchmal in Nestern gehäuft.

Im Gestein PK 953 (siehe Tabelle), das westlich der Cima di Caneto geschlagen wurde, in einem Exemplar nördlich des Pzo. Formalone und in einem solchen nordwestlich der Alpe degli Orti sind Körner von Turmalin eingesprengt, die z. T. einen schaligen Bau aufweisen. Man beobachtet hie und da Chloritisierung des braunen bis olivgrünen Biotits. In einem Einzelfall hat sich ein Mineral der Prochloritreihe ($n = 1,63$) gebildet, das durch seinen engerlingsartig gekrümmten Habitus auffällt.

Struktur

Die Struktur ist lepidoblastisch. Die Glimmer sind in Strähnenbündeln wellig elongiert angeordnet. Die Körnigkeit schwankt oft beträchtlich. Es treten nämlich als Folgen spät- bis postkristalliner Mylonitisierungen in der Schieferungsebene häufig Streifen und gelängte, mandelförmige Zonen mit rekristallisierten Kleinkornmengen in Mörtelstruktur auf. Manchmal liegt auch Glimmer in kleinschuppigen Aggregaten vor.

Als letzte Bildungen sind auch hier spättektonische Risse und Querklüfte zu erwähnen, die oft mit Quarz und, untergeordnet, Kalifeldspat gefüllt sind und bereits makroskopisch im Felde in Erscheinung treten.

5. Hornblendegneisse, meist mit schmalen Amphibolit- und Paragesteinslagen

A. TEXTUR UND VORKOMMEN, MINERALBESTAND, STRUKTUR

Textur und Vorkommen

Diese Gesteine bilden das Bindeglied zwischen Biotit-Plagioklasgneissen und Amphiboliten. Sie sind eng verbunden mit diesen beiden Gesteinstypen und treten mit ihnen auf in meterbreiten Bänken bis zu schmalen, cm-mächtigen Lagen, z. T. eng wechsellagernd. Die Lagerung ist streng konkordant. Sehr häufig sind leukokrate Bändchen und Schnüre von Quarz-Plagioklas, Plagioklas oder Quarz allein oder, als Ausnahme, von Kalifeldspat dazwischengeschaltet. An der Grenze Orselina-Serie/Monte Rosa-Zone sind eher breitere Züge zu beobachten, während weiter nördlich in der Orselina-Serie die bunte, intensive Wechsellagerung immer ausgeprägter einsetzt und besonders anschaulich in den N-S fliessenden Bächen zu beobachten ist. Die Hornblendegneisse sind feimbänderig, lagig bis monoschematisch und meist mit guter Paralleltextur. In der Monte Rosa-Zone sind sie selten und nur in sehr schmalen Zügen vorhanden.

Mineralbestand

Schliff Nr.	Biotit	Hbl.	Plag.	Quarz	Erz	Titanit	An-Gehalt	
PK 441	15	30	50	5	wenig	meh-rere	34—35	Kern: 39—43 Kernflecke: 29—30 aplitisch durchadert
PK 272	15	25	55	5	1		30—39	Kernflecke: 26—27
PK 335	15	15	45	25	< 1	mehrere	35—38	Randsaum: 55
darin Quarz-Plagioklasband							42—47	
PK 383	35	25	20	20	mehrere	1	76—88	42—48
darin Linsen mit grossen Plag.kristalloblasten								
PK 468	10	20	60	10		1	27—33	Kerne: 34—35
PK 420	10	35	45	5	1	4	42—45	asymm. kleinere Zonen: 37—38

Akzessorien: Granat (bis zu 10 Vol.%), Chlorit, Rutil, Apatit, Zirkon; seltener: Diopsid-Hedenbergit, Epidot-Klinozoisit, Orthit mit Epidotsaum, Turmalin, Aktinolith, Kalifeldspat (nahe Flasergneisskontakten).

Chlorit entsteht aus Biotit (z. B. $n = 1,625$, Pleochroismus: gelbgrün/blassgrün), kann aber auch aus grüner Hornblende sich bilden wie Fig. 7 zeigt. Hier sind Hornblende und Chlorit ($n = 1,612$, Pleochroismus: dunkelgrün/blassgrün) miteinander verfigert. In letzterem schwimmen noch unverdaute Hornblendereste. Ein Gestein von der Cima del Sassone enthält bis zu 5% Turmalin. Dieses Vorkommen von Turmalin

schliesst sich an die bereits bei den Glimmerschiefern erwähnten und auch in Quarzadern dieser Zone vorhandenen an und deutet auf eine pneumatolytische Tätigkeit zur Bildungszeit der Quarzadern. Die Zone dieser Turmalinvorkommen liegt nahe der Auflagerungsfläche der Orselina-Serie auf die Forcoletta-Gneisszone, also in einer wahrscheinlich durch die petrographische Verschiedenheit bedingten Schwächezone.

In spätektotonischen Klüften und Scherflächen erscheinen Kalifeldspat, Prehnit und Kalzit.

Der charakteristische Plagioklas der normalen Hornblendegneisse ist ein (Oligoklas-)Andesin. Es treten aber auch, wie man auf der obigen Tabelle sieht, Labradore bis Bytownite in ganz gewöhnlichen Gesteins-

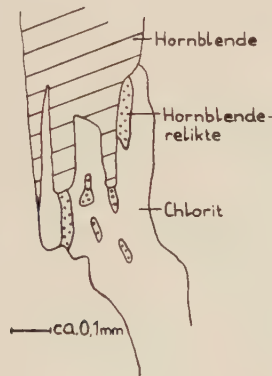


Fig. 7

mustern auf, wie z. B. in PK 383. Hier erscheinen aber zudem noch in Linsen als eine zweite Generation Andesinkristalloblasten von der normalen, verbreiteten Art, die jedoch nicht unbedingt Begleiter sein müssen. Von 24 untersuchten Gesteinen führten vier davon in Lagen oder ganz den basischen Plagioklas. Solche extrem kalkreiche Plagioklase sind zur Seltenheit schon in Biotitgneissen zu finden, wo sie bereits erwähnt wurden (S. 114f). Schon morphologisch sind Unterschiede festzustellen:

(Oligoklas-)Andesin

Bildet vorwiegend vollständig durchkristallisierte, makellose Kristallindividuen, die einfach begrenzte, polygonale Umrisse haben ohne Resorptionserscheinungen, von kleinem bis mittlerem Korn, manchmal auch grobem.

Kalkreicher Plagioklas

Ist meist leicht dunkel bestäubt. Zeigt zuweilen ausgeheilte Deformationsspuren. Häufig sind sie fein- bis feinkörnig mit Pflasterstruktur. Resorptionsspuren sind besonders an grösseren Körnern ersichtlich (Einbuchtungen, unregelmässige Kornumrisse).

Man erhält bereits nach dieser Beschreibung den Eindruck, dass es sich bei den basischen Plagioklasen anscheinend um Relikte handelt, die eingebaut sind in die in der Orselina-Serie stabile, allgegenwärtige und durch unzählige Beispiele belegte Kombination Oligoklas-Andesin-Hornblende-Biotit. Ich werde diesen Punkt später wieder aufgreifen.

Besonders verbreitet in den Plagioklasen der Hornblendegneisse sind die normal zonaren, invers zonaren und asymmetrisch zonaren Bildungen.

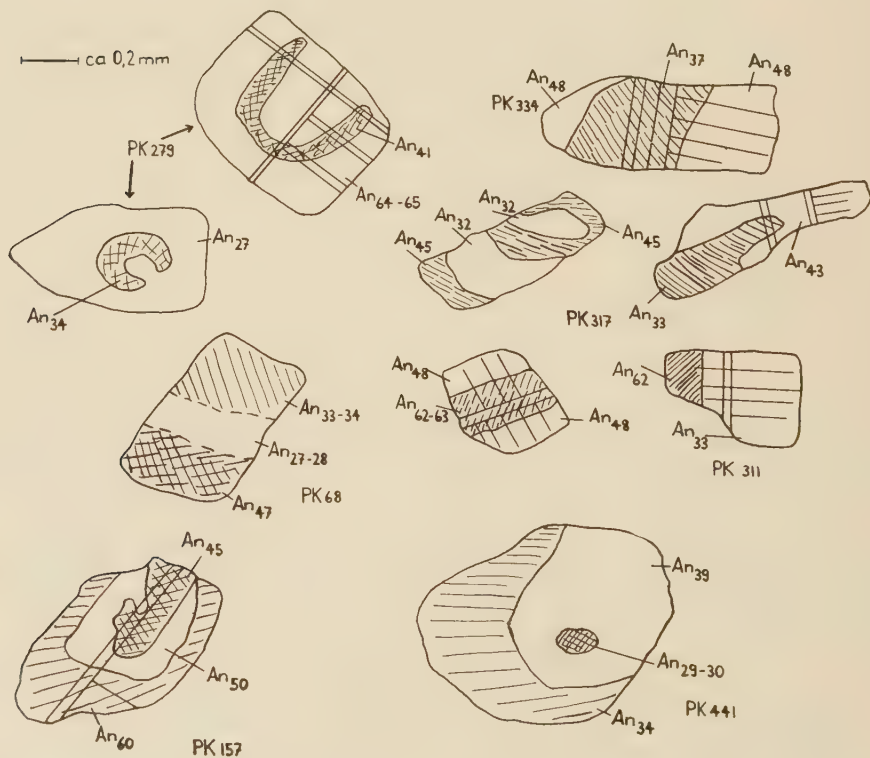


Fig. 8. Beispiele für die Zonen- und Fleckenanordnung des An-Gehaltes in Plagioklasindividuen aus Amphiboliten, Hornblendegneissen und Biotit-Plagioklasgneissen.

In Fig. 8 zeige ich einige solche Beispiele aus Biotit-Plagioklasgneissen, Hornblendegneissen und Amphiboliten. Hie und da beobachtet man im gleichen Schliff invers und normal zonare Exemplare, wie z. B. in PK 532:

		Plagioklasindividuen					
		invers zonare			zonare		
Zentralzone	30—31	29—30	29—30	36	41	} An-Gehalt	
Randzone	42	35	37—38	50	34		
Kernfleck	26—27	26—27			45		

Struktur

Lagen mit vorwiegend Biotit sind lepidoblastisch bis granoblastisch, solche mit meist idioblastischer Hornblende als vorherrschendem dunklem Gemengteil nematoblastisch. Überwiegt Plagioklas, so tritt eine Pflasterstruktur auf. Oft liegt eine Mosaikstruktur vor. Die Hornblendegneisse sind feinkörnig bis mittelkörnig und meist gleichkörnig. Besonders hervorheben möchte ich die oft bis ins Schliffbild ausgeprägte lagig-bänderige Anordnung der Gemengteile. Auf Fig. 9 habe ich einige typische Fälle aufgezeichnet, wie sie in Schliffen vorkommen. Dabei möchte ich auch auf die innige lagige Verknüpfung von (Biotit-) Hornblendegneissen, Biotit-Plagioklasgneissen (oft granat- und hornblendeführend), Amphibolitzügen, Quarz-Plagioklasbändern und Quarzschnüren in gewissen Teilen der Orselina-Serie hinweisen, die ebenfalls in dieser Figur dargestellt ist. Häufig kann man eben nicht mehr von einem homogenen Hornblendegneiss sprechen, sondern das Gestein ist ein intensiv wechsel-lagerndes Gebilde, vorwiegend streng konkordant gelagert und zusammengesetzt aus den vorhin erwähnten Lagen, Bändern, Schnüren und Zügen. Zuweilen gelingt auch eine relative, zeitliche Beziehung der Lagen zueinander mit Hilfe von Rupturen und Bestäubung. Helle Quarz-Plagioklasbänder sind manchmal jünger.

Der An-Gehalt der Plagioklase in den lagig-bänderigen Individuen kann von Lage zu Lage ändern, muss es aber nicht. PK 291 und PK 490 haben in allen Lagen den gleichen An-Gehalt: PK 291 (quarzarmer chlorit- und erzführender Hornblendegneiss mit lagenweisem Wechsel im Hornblendegehalt) An-Gehalt 37—43, Kerne und Kernflecke 26—33; PK 490 (siehe Fig. 9): An-Gehalt 35—45, Randzonen und -säume 28—35. Im nächsten Beispiel wechselt die chemische Zusammensetzung in den einzelnen Zügen. PK 409 (siehe Fig. 9) An-Gehalt: Granat-Biotitgneiss I 35—43, Granat-Biotitgneiss II 36—43 (asymmetrische Flecke und Kernflecke 55—59), Hornblendegneiss 70—71. Vergleiche auch PK 335 in Tabelle auf S. 118.

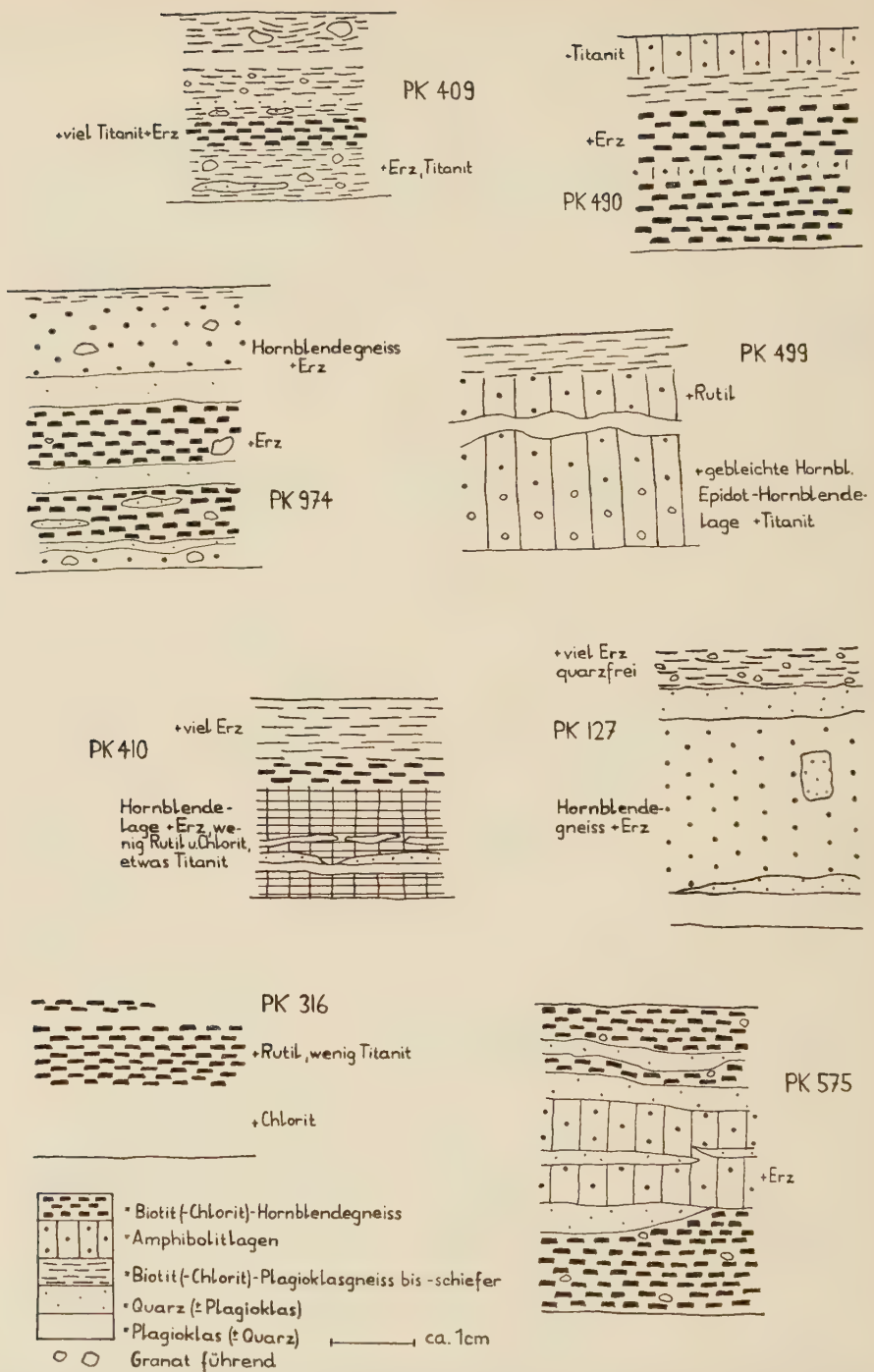


Fig. 9. Beispiele für die feinbänderige Anordnung der Gemengteile in Hornblendegneissen mit inniger lagiger Verknüpfung von (Biotit-) Hornblendegneiss, Biotit-Plagioklasgneiss, Amphibolit und Quarz-Plagioklasbändern.

B. SPEZIELLE HORNBLENDEGESTEINE

a) Quarzarme bis quarzfreie Gesteine

Dies sind Gesteine, die weniger als 50% Hornblende enthalten und deshalb nicht zu den Amphiboliten gezählt werden. Sie leiten jedoch direkt zu diesen über und sind in wenig mächtigen Lagen mit ihnen vergesellschaftet.

Schliff Nr.	Biotit	Hbl.	Erz	Qz.	Plag.	An-Gehalt
PK 432	5	45	1	2	45	35—39 asymm. Randfleck: 47
PK 444	10	35	einige	1	55	37—42 Kernfleck: 45—46
PK 310	15	25	3		55	41—51 Kernfleck: 32, granatführend
PK 268	5	40	2		50	28—29 Kern: 31
PK 157	2	45	6	> 1	45	50—53 asymmetrische Flecke: 60, 45—46, granatführend

b) Gedritführende Granat-Biotit-Plagioklasgneisse

Im Bach der Valle della Segna und in einem Bach etwas nördlich von Olgia wurden obige Varietäten gefunden; an ersterem Fundort (PK 281a und b) zwischen Biotit- und Flasergneissen, an letzterem (PK 465) mit Biotit- und Hornblendegneissen zusammen.

Schliff Nr.	Gedrit	Biotit	Granat	Erz	Rutil	Quarz	Plagioklas	An-Gehalt
PK 281b	5	20	15		1	25	35	
PK 465	5	30	12	4		< 1	50	18—25 Kernfleck: 12—13

Der Gedrit ist einerseits prismatisch-stengelig und kurzsäulig, andererseits kommt er in lanzettenartigen, spiessig ausgezogenen und spindeligen Formen vor, die manchmal gekrümmt sind. Er löscht gerade aus. Der Pleochroismus ist in der n_z -Richtung bräunlich, in n_y blassgelbbraun. Er ist im Fe-reicheren Mineral etwas intensiver.

PK 281a $2V_z = 82$ entspricht ca. 45 Mol.% Fe

PK 465 $2V_z = 73; 76$ entspricht ca. 55 Mol.% Fe (nach W. E. TRÖGER, 1952)

Der Gedrit ist oft mit Biotit verwachsen.

c) Gestein mit farbloser Hornblende (wahrscheinlich Pargasit)

Dieses Gestein wurde östlich Dissimo an der Strasse nach Olgia geschlagen.

Schliff Nr.	Farblose Hbl. (2 A ⁺)	grüne Hbl. (2 A ⁻)	Plag.	Erz	Granat	An-
PK 270	5	40	50	2	1—2	29—30 Kern: 20

Es hat Mosaikstruktur. Die farblosen Hornblenden sind eingesprengt zwischen die grünen und z. T. mit ihnen verwachsenen oder in Nestern angereichert. Helle Flecke in den gemeinen Hornblenden oder grüne Zonen in den farblosen treten auf. Grüne Hornblende und Flecke sind dann oft bereits $2A^+$. Es scheint eine Mischungsreihe zwischen den beiden Hornblendemineralien zu bestehen.

Achsenwinkel $2V_z$	Auslöschungswinkel n_z/c
83—84°	25
80—82°	22,5

Nach C. DURRELL (1949) stimmen diese Daten für Pargasit. TRÖGER (1952) und WINCHELL (1951) geben kleinere Achsenwinkel an (52—65°).

d) Cummingtonitführende Gesteine

Solche Varietäten fand ich bei Borgnone an der Strasse nach Costa (PK 9), im Bach südwestlich La Cailina (PK 569), bei der Alpe Caneto (südwestlich der Cima di Caneto, PK 638) und im Bach westlich Eglio (nördlich des Vascasträsschens).

Schliff Nr.	Biotit	Plag.	Quarz	Erz	Granat	Cummingt.	An-Gehalt
PK 9	5	70	10	1	1	10	Kern: 30—39 Hülle: 26—33
PK 569		70	2	1		25	
PK 638	gebänderter, cummingtonitführender Hornblendegneiss (Fig. 10)						Kern: 17—23 Hülle: 23—26

Messungen mit dem U-Tisch:

	Achsenwinkel	Auslöschungswinkel n_z/c
PK 638	$2V(+)$ 75	17
	$2V(-)$ 89	
	$2V(+)$ 74	19
	$2V(+)$ 82—83	21
PK 9	$2V(-)$ 86—88	18
	$2V(+)$ 79—80	16—17 $n_z - n_x = 0,029$
	$2V(+)$ 85	17—18
		20
PK 569	$2A^+$, auch $2A^-$	17—18

Der Cummingtonit ist vorwiegend in feinen Prismen und Prismenquerschnitten zwischen die grössern polyedrischen Plagioklase oder entlang von Quarzadern eingestreut. Er zeigt sehr häufig charakteristische Zwillingsslamellierung. Hie und da ist dieses Mineral verwachsen mit grüner Hornblende.

Der Pleochroismus ist schwach: n_z : blassgrün bis bräunlich; n_x : farblos.

Nach WINCHELL (1951) enthält dieser Cummingtonit 50—70 Mol. % des Fe-haltigen Moleküls.

Auch FORSTER (1948, S. 376f.) erwähnt Cummingtonit, der im Amphibolitkörper von Valleggia auftritt. Beobachtungen lassen erkennen,

dass dieses Mineral durch Zufuhr von Al aus assoziiertem Disthen und Si aus grüner Hornblende entstanden ist. FORSTER deutet den Amphibolitkörper von Valleggia mit guten Gründen als Orthoamphibolit, der am umliegenden, sehr wahrscheinlich schon metamorphen Sedimentmaterial Kontaktwirkungen ausgeübt hat. In kontaktrandnahen Amphibolitpartien, wo u. a. disthenführende, tonreiche Einschlüsse auftreten, bewirkten diese Kontaktwirkungen eine Zufuhr von Al und Si, dagegen eine Wegfuhr von Ca und Alkali, u. a. also eine Cummingtonitisierung von grüner Hornblende.

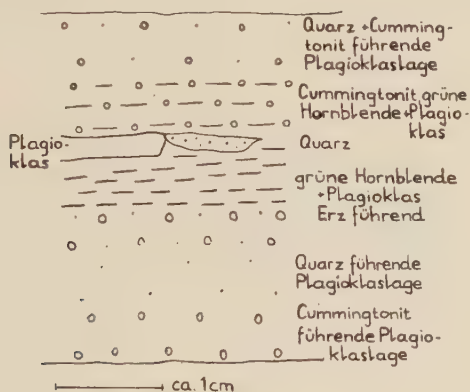


Fig. 10

Solche Kontaktbildungen und Umwandlungen lassen sich allerdings in meinem Gebiet nicht direkt beobachten. Fig. 10 zeigt das Vorkommen von Cummingtonit, lagig eingeschaltet zwischen Paragesteinen (u. a. Staurolith-Granatglimmerschiefer) und Olivinfels mit Amphiboliten (siehe Profil E auf S. 166) bei der Cima di Caneto. In den Lagen kommt Cummingtonit auch zusammen vor mit grüner Hornblende, ohne dass eine Umsetzung der letzteren ersichtlich wäre. Dennoch ist eine Entstehung des Cummingtonits infolge Kontaktwirkungen, ähnlich wie bei Valleggia, durch die Intrusion eines basischen Magmas wahrscheinlich und ist aus der geologischen Lagerung zu schliessen. Die Kontakte wurden jedoch durch die nachfolgenden, im Untersuchungsgebiet besonders starken Durchbewegungen (siehe später) und durch metamorphe Differentiation und Umkristallisation überprägt und verwischt. Auch die Vorkommen der andern cummingtonitführenden Gesteine liessen sich ihrer lagig-bänderigen Lagerung entsprechend als nachträglich ausgewalzte und

umkristallisierte Kontaktbildungen der an manchen Orten in der Orselina-Serie linsenartig erscheinenden Olivinfelse erklären.

6. Amphibolite

Nach E. KÜNDIG (1926a) haben sich H. S. WANG (1939) und R. FORSTER (1948) eingehend mit den Amphiboliten der Wurzelzone östlich und nördlich von Locarno befasst. FORSTER behandelt auch Gesteinstypen, wie sie in meinem Untersuchungsgebiet auftreten (Abschnitt F, S. 408).

A. VORKOMMEN UND TEXTUR, MINERALBESTAND, STRUKTUR

Vorkommen und Textur

Man kann verschiedene Verbreitungsgebiete voneinander trennen:

1. Die Amphibolite in den steilstehenden Partien der Orselina-Serie bilden schmale und breite, kompakte Bänke und Lagen zwischen Biotit-Plagioklasgneissen, Glimmerschiefern, Hornblendegneissen und Flasergneissen. Sie schalten sich in den bunten, schon mehrfach erwähnten Wechsellagerungskomplex der Orselina-Serie ein und nehmen gegen die Monte Rosa-Zone hin an Zahl ab. Sie haben ein dunkles Aussehen, sind feinkörnig und meist monoschematisch. Bänder- und striemenartig sind sie oft von Quarz- und Plagioklasadern und -schnüren durchsetzt, die stellenweise schwarmartig auftreten. Gut sind diese Erscheinungen in den Bachbetten zu beobachten, z. B. im Valle degli Orti.

2. Ein zweites Verbreitungsgebiet, in dem die Amphibolite stark angereichert sind und besondere textuelle Merkmale zeigen, wurde auf der Karte mit weissen Strichen in der schwarzen Farbe hervorgehoben. Es umgibt die Olivinfelsmasse südlich des Pzo. Formalone im Liegenden der Flasergneissplatte vom Sassetto bis zum Pt. 1580 südlich der Alpe Rovina sotto. Es handelt sich um die schieferigen Amphibolite A. Marco-A. Rovina im flachliegenden Teil der Ziccher-Sassone-Decke. Diese Amphibolite wurden stellenweise als Folge der intensiven Verfaltung und Knitterung zu Kleinfalten gestaucht und zu walzen-, rollen- und zigarrenartigen Gebilden verformt, so dass die Schichtflächen kaum mehr bestimmt werden können. Auf Fig. 11 ist eine Kleinfalte eines granatführenden Amphibolits südöstlich Alpe Marco abgebildet. Hornblende-reiche und leukokrate Lagen wechseln miteinander ab. Die Hornblende

ist stengelig ausgebildet. Ihre Elongationsachsen sind streng parallel eingeregelt und stimmen mit den Walzen- und Kleinfaltenachsen überein. Es sind gut ausgebildete B-Tektonite. Diese schieferigen Amphibolite haben makroskopisch ein schwarzgrün/weisses, feingesprenkeltes und feinfleckiges Aussehen. Auffällig ist stellenweise ihre Sprödhheit und Weichheit und ihre Tendenz, zu Grus zu zerfallen, obgleich die Kristallisation alle Spuren der Deformation abgebildet und überholt hat und nur noch postkristalline Riss- und Kluftbildung zu beobachten ist. Bei oberflächlicher Betrachtung besonders stark präkristallin gekneteter Gesteine, deren Deformation manchmal durch spättektonische Bruchbildung noch intensiviert wurde, könnte man auf eine gründliche Kataklyse des Ge-

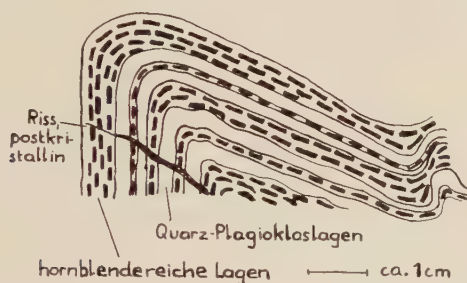


Fig. 11

füges schliessen. Wie erwähnt, ist dies aber nicht der Fall. Interessant sind die Ausführungen von TRAVERSO (1895, S. 158). Er schreibt, dass zwischen der Hochebene von Sta. Maria-Maggiore und den Bergketten gegen das Onsernone:

abbondano assai le anfiboliti, per lo più minutamente scistose e raggrinzate, intercalate nel gneiss; talvolta invece in masse assai potenti. E in questa condizione di giacitura è interessante la roccia che si rinviene all'Alpe Marco e che litologicamente segna un termine di transizione e di derivazione tra la diorite e l'anfibolite (es sind dies die schieferigen Amphibolite). Essa ha colore verde-bruno, punteggiato in bianco; è finamente listata e corrugata nell' più bizzarre pieghe, con ondulazioni minutissime.

Oder auf S. 218 erwähnt er sie nochmals ihrem typischen Vorkommen gemäss:

Alle prime case dell'Alpe Marco comparisce la anfibolite dioritica, intensamente laminata e contorta, a elementi granulari... Le intense deformazioni meccaniche, per le spinte fra le quali l'anfibolite fu presa, la rendono in certi punti incoerente e sgretolata.

Und schliesslich noch auf S. 219:

L'anfibolite è laminata in sottilissimi e isolati fogli ondulati, ad ampie membrane.

Häufig findet man in diesem Gebiet mm- bis dm-grosse pegmatitische Linsen, Knauern und Schlieren von grobkörnigem Andesin, meist quarzfrei. Eingestreut in die schieferigen Amphibolitmassen sind Hornblende- und Strahlsteinfelse bis -schiefer, Talk-Chloritschiefer, Lagen von aktinolithführenden Amphiboliten, massige Amphibolite, Olivinfelse, Fleckenamphibolite (selten) und Lagen, Bändchen und Linsen von Kalksilikaten, vor allem Epidot und Diopsid. Keilförmig nehmen die schieferigen Amphibolite gegen ihre rückwärtigen, wurzelnahen Partien an Mächtigkeit ab und man beobachtet einen kontinuierlichen Übergang in das Verbreitungsgebiet 1 der steilstehenden, wechsellagernden und bankigen Amphibolite. Hier erscheinen die oben aufgezählten Begleitgesteine fast alle auch, jedoch erheblich spärlicher.

Mineralbestand

Er ist in beiden Verbreitungsgebieten der gleiche: eine eintönige, uniforme Assoziation hauptsächlich von grüner Hornblende und Plagioklas, der gewöhnlich ein (Oligoklas-)Andesin ist.

Schliff Nr.	Hbl.	Plagioklas	Erz	Titanit	Granat	Rutil	An-Gehalt
PK 53	60	35	2	1	2		20—24
PK 780	60	40	einige	1			34—47, Rand 44—50 1 Exemplar: 54
PK 297	60	35	1	einige		einige	34—42, Kern: 32
PK 48	70	25		2			30—40 einige Zonen: 24—29 1 Exemplar: 21—22
PK 346	65	30	3	< 1	wenig		33—37 Kernflecke: 27, 37 Rand: 30—31
PK 398	55	45	einige	einige		1	lagenweise verschieden: Lage I : 50—54 Lage II: 41—46 Kern: 48
PK 311	65	30		3			lagenweise verschieden: Lage I : 28—30 Lage II: 33—37 asymm. Fleck: 62
PK 148	60	35		einige	mehrere		39—46, Hülle: 53—54 Kern: 36—37
PK 334	65	35	< 1			einige	45—48, Rand: 50, Kern: 39 asymm. Fleck: 37

PK 317	60	40	einige	1	lagenweise verschieden: Lage I: 62—70 asymmetrische Flecke und Rand: 48, 58 Lage II: 32—38 asymmetrische Flecke u. andere Exemplare: 43—45, 50
PK 875	60	40		1	lagenweise verschieden: Lage I: Kern: 53—58 Hülle: 64—78 Lage II: Kern: 37—39 Hülle: 48—55
PK 300	55	40	3		68—74, Kernfleck: 100

Akzessorien: Apatit, Quarz (oft in Schnüren und Schmitzen), Biotit, Chlorit, Epidot-Klinozoisit; seltener: Kalifeldspat, Zirkon, Pyrit, Hämatit, Orthit mit Epidotsaum.

Als Neubildungen in spätektonischen Rissen: Quarz, Prehnit, Chlorit, Kalifeldspat, Kalzit, Titanit.

Beim Erz handelt es sich meist um Magnetit, z. T. um Ilmenit.

In den Amphiboliten haben wir meist die gemeine, grüne Hornblende mit folgendem Pleochroismus: n_x : hellgelbgrün, n_y : olivgrün und gelbgrün, n_z : dunkelgrün mit bläulichen und bräunlichen Tönen. Der einzig weitere, wichtige Gemengteil ist Plagioklas; sein An-Gehalt kann mannigfach variieren. Die obige Tabelle gibt einen Querschnitt durch den Variationsbereich. Ohne dass eine wesentliche Änderung des Mineralbestandes eintritt, kommen dennoch im gleichen Schliiff Lagen und Zonen mit verschiedenen An-Bereichen vor, wie z. B. in den Gesteinen PK 875, 317, 311 und 398. Verbreitet sind wiederum normal zonare, invers und asymmetrisch zonare Exemplare (siehe Fig. 8, S. 120). Obwohl der stabile und häufigste Plagioklas ein Andesin ist, erscheinen in beiden Amphibolit-Verbreitungsgebieten hie und da lagenweise basische Labradore bis Bytownite, z. B. in den schieferigen Amphiboliten bei der Alpe Rovina sopra. Hier sind die manchmal korrodiert aussehenden Plagioklaskristalloblasten von An_{72-73} erfüllt von tropfen- bis fetzenförmigen Quarzeinschlüssen. Es sind dies vielleicht Relikte, die als anorthitische Kontaktbildungen bei der primären Platznahme des jetzt von ziemlich einheitlichen schieferigen Amphiboliten umhüllten basischen Intrusivkörpers entstanden sind. Auch FORSTER (S. 449) hat solche anorthitreiche Plagioklase mit Quarztropfenfüllung aus diskordanten Marmor/Plagioklaspegmatit-Kontakten beschrieben.

Struktur

Die Struktur ist a) nematogranoblastisch bis nematoblastisch, oder es erscheint b) eine eher richtungslose und hornfelsartige Mosaik- bis Retikularstruktur. Beide Typen sind ohne wesentliche Verzahnung und zeigen einfache Kornumrisse. Meist sind diese Gesteine gleichkörnig von vorwiegend feinem bis hie und da mittlerem Korn, wobei die Hornblenden aber grobstengelig werden können. Manchmal werden diese Grosskörner von feinprismatischeren Strähnen umbrandet. Die prismatisch-stengelige Hornblende ist meist idioblastisch, zuweilen leicht fetzig und zerfranst. Der Plagioklas erscheint in polygonal begrenzten Körnern, die in mono-

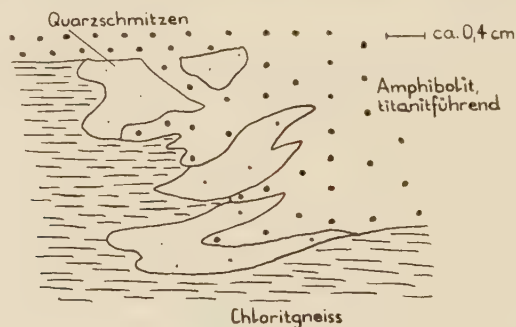


Fig. 12

mineralischen Zonen zur Pflasterstruktur werden. Zwischen die Hauptgemengteile Hornblende und Plagioklas eingestreut sind in Feinkornaggregaten Titanit, Erz und Rutil mit Anreicherungen des einen oder anderen.

Manchmal beobachten wir eine schichtig-lagige Struktur, wenn hornblendereiche und -arme Züge, pegmatitische bis aplitische Quarz-Plagioklaslagen oder Quarzbändchen und -fäden miteinander abwechseln. Am Kontakt solcher Lagen ist die Hornblende oft gehäuft und grobstengelig. In Fig. 12 finden wir einen Zeugen der präkristallinen, tektonischen Verschweissung und Verfingern von Amphibolit und Chloritgneiss mit Quarzausscheidung in Schnitzen. Quarz als Füllung spätektonischer Bruchbildungen durchschneidet in Adern manchmal auch diskordant die gleichmässig parallele Schichtung.

B. PEGMATITISCHE BILDUNGEN UND ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN ÜBER PEGMATITE

Wie schon erwähnt (S. 128), treten solche im schieferigen Amphibolitkomplex A. Marco-A. Rovina auf als mm- bis dm-grosse Linsen, Adern

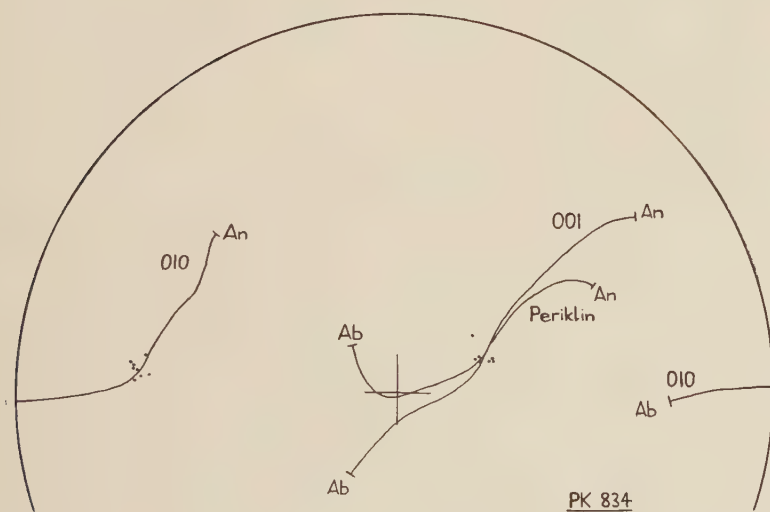
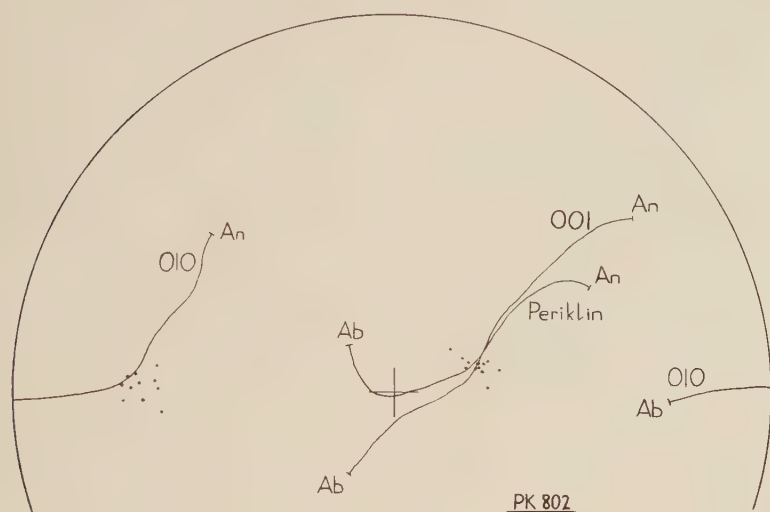


Fig. 13. Projektionspunkte für (010), (001) und Periklin von Plagioklasen der Schliffe PK 802 und PK 834 auf Tafel 2 von M. REINHARD (1931).

und Schmitzen von praktisch quarzfreiem Plagioklas in den präkristallin stark ausgewalzten und zerknitterten schieferigen Amphiboliten, besonders im Talkessel der A. Marco und im hinteren Valle degli Orti. Ich habe folgende An-Gehalte gemessen: PK 802: An_{34-42} (Schwerpunkt bei An_{38-40}), PK 834: An_{38-45} , PK 212: An_{37-44} . Auf der Fig. 13 habe ich auf die Tafel 2 von M. REINHARD (1931) die Projektionspunkte von Plagioklas-individuen der ersten beiden Muster eingezeichnet. Wir erhalten im ersten Fall einen Schwerpunkt unterhalb der Kurve von (010), im zweiten auf der Kurve. Diese Verschiedenheiten sind vielleicht bedingt durch etwas unterschiedliche p-t-Bedingungen, die während der Auskristallisation der Andesinschmitzen den Kristallfeinbau beeinflusst haben. PK 802 wurde chemisch analysiert durch Dr. A. GLAUSER im Min.-Petr. Institut Basel:

	Gew. %	Chemische Analyse	Optische Bestimmung (REINHARD: Tafel 2)
SiO ₂	58,32	An % 40,6	38—40
TiO ₂	0,05	Ab % 58,4	(Schwerpunkt)
Al ₂ O ₃	25,96	Or % 1,0	
Fe ₂ O ₃	0,21	100,0	
MnO	—		
MgO	0,08	SiO ₂ + 1,6	} auf 100% Feldspatsubstanz
CaO	8,32	Al ₂ O ₃ - 0,13	
SrO	Spur		
Na ₂ O	6,61		
K ₂ O	0,16		
P ₂ O ₅	0,01		
+ H ₂ O	0,15		
- H ₂ O	0,22		
	100,09		

	PK 834		PK 802	
	φ	λ	φ	λ
n _z	70	- 8,5	71	- 11
n _x	- 8,5	53,5	- 2,5	56
n _y	- 25,5	- 35	- 26	- 32

Die Positionsangaben λ und φ beziehen sich auf die Projektion Tafel 1 mit (010) $\lambda = 0$, $\varphi = 90^\circ$ und (001) $\lambda = -26,5^\circ$, $\varphi = +4^\circ$ nach M. REINHARD (1931).

In den Pegmatitlinsen und im Nebengestein findet sich meist der gleiche Andesin, z. B. PK 867: An_{43-48} , im Nebengestein zusätzlich noch asymmetrische Zonen von An_{34-35} . Oder aber der Unterschied ist un-

bedeutend wie in PK 474b, wo die Plagioklasschmitze An_{31-39} mit Kernflecken von An_{41} und Randzonen von An_{32-35} , das Nebengestein Andesine mit An_{35-39} und asymmetrische Flecke von An_{42-46} liefert. Die pegmatitischen Linsen stehen in einem innigen Zusammenhang mit den Plagioklassen der schieferigen Amphibolite. Konkordant sind sie den letzteren eingelagert. Strukturell sind diese Linsen aufgebaut aus grossen, schönen Plagioklaskörnern hypidiomorpher Ausbildung. Spiessig auslaufende Zwillingslamellen nach dem Albit- und Periklingesetz sind zuweilen deformativ gekrümmt und Albitlamellen manchmal scharenweise an einer bestimmten Stelle geknickt und wieder ausgeheilt (siehe Fig. 6b, S. 111). All dies sind Zeugen verformender Druckeinwirkungen, die noch während der Auskristallisation zeitweise geherrscht haben und mitverantwortlich sein könnten für die Zwillingsbildung. Um die leukokraten Plagioklasschmitzen herum lagern sich seidenglänzende, haut- und folienartige Aggregate von strähnigen Hornblendeprismen, die manchmal in sehr grobstengeligen Rasen wirr angeordnet und z. T. sekundär etwas chloritisiert sind.

Ich deute diese pegmatitischen Linsen als endogene Bildungen. Die Plagioklasssubstanz wurde an Orten, wo noch spät eine besonders intensive Verfaltung herrschte, aus den Amphiboliten ausgepresst und kristallisierte als letztentstandene Phase in solchen grobkörnigen Schmitzen aus, wie Fig. 14a illustriert. Hier sehen wir diese Gebilde eingebettet in einem monomineralischen Hornblendeaggregat und können daraus schliessen, dass die Plagioklasssubstanz in nächster Nähe ausgepresst wurde, einen sehr kurzen Weg zurückgelegt hat, wahrscheinlich in einem Druckschatten als geeignetem Ort rekristallisiert ist und die Durchbewegung überdauert hat. Eine Schwächezone zwischen monomineralischer Hornblendelage und schieferigem Amphibolit wurde von einem postkristallinen Riss ausgenützt, der mit Kalifeldspatsubstanz gefüllt ist. Besonders schön sieht man an Anschliffen (Fig. 14b), wie Hornblendesträhnen die stark deformativen Vorgänge in einer Mikrofalte abgebildet haben. Diese wurde dann von etwas später sprossenden, grossen Plagioklaskristalloblasten taschenförmig eingeklemmt.

Für eine endogene Bildung mit kurzer Distanz des Stofftransportes sprechen somit die Tatsachen, dass es sich in Pegmatitlinsen und schieferigem Amphibolit chemisch um den gleichen Plagioklas handelt, dass man an den monomineralischen Hornblendesträhnen, welche die Linsen als Höfe umgeben, deutlich eine Plagioklaswegfuhr infolge tektonischer Durchbewegung erkennt und dass der sonst in fast allen Gesteinen allgegenwärtige Quarz fast völlig fehlt. Diese Erscheinungen kennzeichnen

differentielle Sammelkristallisation unter bestimmten Temperaturen und Stress.

Auffällig ist bei den meisten Plagioklasen der Pegmatitlinsen — eine Ausnahme bildet der oben angeführte PK 474b — die Absenz von normal, invers und asymmetrisch zonarer Struktur, und ich weise hier auch auf das weitgehende Fehlen dieser Erscheinungen in den Pegmatiten und pegmatitischen Adern und Schmitzen der andern

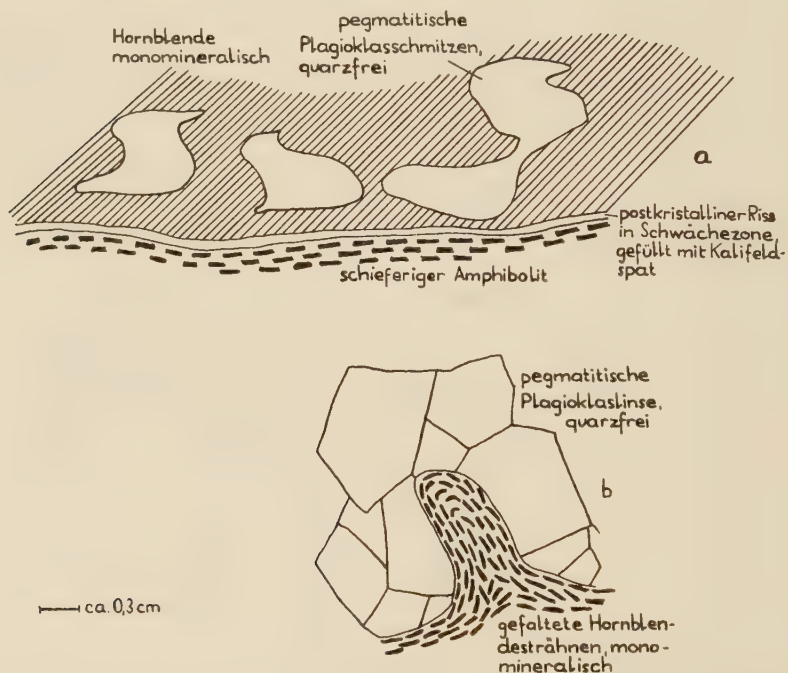


Fig. 14a. Endogene pegmatitische Linsen aus Andesin in schieferigen Amphiboliten. Auf Fig. 14b ist eine Mikrofalte aus Hornblendestengeln abgebildet, die von den etwas später sprossenden Plagioklasen umwachsen wurde.

Gesteine hin, besonders der Flasergrneisse, wo man die Pegmatite bis in den Kleinbereich verfolgen kann. Jene Zonarstrukturen haben also in meinem Material kaum etwas gemein mit diesen spätmobilen Phasen, seien diese nun „ausgeschwitzt“ aus dem Wirtgestein wie im eben besprochenen Fall oder, wie es an andern Orten auch der Fall sein kann, von weiter her zugeführt. Zonarstrukturen der oben erwähnten drei Arten habe ich dort gefunden, wo ein Gesteinskomplex durch Metamor-

phose umgeprägt wurde und wo deshalb stoffliche Umsetzungen auf dem Wege zu einem neuen Gleichgewichtszustand stattgefunden haben, ohne ihn überall zu erreichen. Die pegmatitischen Spätbildungen jedoch erscheinen bereits als „geläuterte“ Produkte und Begleiter dieser Umsetzungen.

Versuchen wir nun unsere Erkenntnisse über die Pegmatitbildung, wie sie sich in kleinerem Masstabe im geschlossenen Komplex der schieferigen Amphibolite offenbart, zu übertragen auf die Pegmatite in den Flasergneissen, wobei wir diejenigen der Hauptpegmatitzone Centovalli-Valle Vigezzo vorläufig auf der Seite lassen. Beispielsweise im Riale dei Piotti, wo ein Teil der Flasergneissmasse Sassetto-Monte Ziccher gut aufgeschlossen ist, können wir an den Gneissen auffallend deutliche Elongationen und wellblechartige Stengelscharen, die mit denjenigen in den schieferigen Amphiboliten konform sind, erkennen, so dass wir mit ähnlichen kinematischen Verhältnissen rechnen müssen wie im Amphibolitkomplex A. Marco-A. Rovina. Gewechselt hat nur das Medium, worin sie zum Ausdruck kommen. Dort war es ein relativ inkompetentes, amphibolitisches Gestein, hier ein weniger formungsfähiges, kompaktes, granitisches oder gneissiges Gestein. Bestimmt aber haben Bewegungen, durch die in einem melanokraten bis mesokraten Gestein pegmatitische Linsen in kleinerem Masstabe endogen entstanden sind, analog in einem leukokraten ebenfalls endogene Pegmatitbildungen in entsprechend grossem Rahmen erzeugen können. Im letzteren Gestein sind ja mehr als doppelt so viele helle, in Spätphasen teilweise noch mobile Gemengteile vorhanden. Als Produkt beobachten wir in den Flasergneissen, z. B. im erwähnten Riale dei Piotti, in der Tat cm- bis m-mächtige, konkordante, pegmatitische Schmitzen. Diese sind als Produkte einer unmittelbar anschliessenden endogenen Spätphase der Metamorphose zu betrachten, welche die Flaser- und Augengneisse geliefert hat. Sie sind mit den Flasern und Augen der Gneisse in einem gleichen innigen Zusammenhange wie die Plagioklase der Linsen und Schmitzen mit denjenigen der schieferigen Amphibolite. Die Verhältnisse in den Gneissen sind aber insofern verwickelter, als wir es hier nicht nur mit Plagioklas allein als mobiler Phase zu tun haben, sondern gleich mit dreien: Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, die zudem quantitativ gegenüber den dunkeln Gemengteilen weitaus in der Mehrzahl sind und deren Wechselbeziehungen stark ins Gewicht fallen. Vergleichen wir nun den An-Gehalt der Pegmatite und der Gneisse, so stellen wir fest (siehe Kapitel Flasergneisse), dass wir im Gegensatz zu den pegmatitischen Linsen der schieferigen Amphibolite in vielen Fällen im Gneiss den Standardfeldspat der Flasergneisse An_{22-26}

haben, in den Pegmatitplagioklasen und manchmal auch im unmittelbar angrenzenden Gestein jedoch einen saureren Oligoklas. Auch KERN (1947, S. 66 u. 81) weist darauf hin, dass der An-Gehalt der Pegmatitplagioklase unabhängig sein kann von demjenigen des Nebengesteins. Für diesen Autor war dies bereits ein Argument dafür, dass der Pegmatit durch exogene Stoffzufuhr entstand. Ich bin jedoch der Ansicht, dass eine grosse Anzahl der Pegmatitschmitzen und -linsen in den Flaserigneissen endogenen Ursprungs ist, ähnlich denjenigen in den schieferigen Amphiboliten. Dass wir so häufig einen saureren Plagioklas in ihnen finden, ist nicht darauf zurückzuführen, dass etwa Material eines anderen „Magmaherdes“ intrudiert ist, sondern es ist wahrscheinlicher, dass ein Teil des Ca^{++} der ersten Plagioklasgeneration bei der Reaktion mit Kalifeldspat eingebaut worden ist in neu gebildete Plagioklase oder in solche, die unter Myrmekitbildung weitergewachsen sind. KERN (1947), PARASKEVOPOULOS (1953) und der Schreibende haben ja mit vielen Beispielen auf die verdrängende Wirkung des Plagioklases in bezug auf Kalifeldspat unter Myrmekitbildung hingewiesen, die eben gerade in Pegmatiten und pegmatitischen Adern und Schmitzen so häufig vorkommt. Allerdings kommt ja, wie erinnerlich ist, auch noch die Korrosion des Myrmekits durch Kalifeldspat vor. Ich halte aber dafür, dass man diese Erscheinung einer andern, früheren oder späteren Phase der Wechselbeziehungen Plagioklas/Kalifeldspat zuschreiben muss, denn in Pegmatiten habe ich sie, wie auch PARASKEVOPOULOS (S. 251), kaum beobachtet. Es wird sich also im pegmatitischen Bereich ein Plagioklas gebildet haben, der unter Berücksichtigung des gegebenen Chemismus (Zusammensetzung der ursprünglichen Gesteinsplagioklase und Kalifeldspatgehalt) und der p-t-Bedingungen noch möglichst stabil sein kann. Da also in den schieferigen Amphiboliten nur Plagioklas vorhanden ist, hat sich in den pegmatitischen Linsen, wie gezeigt, der gleiche Plagioklas ansiedeln müssen, wenn wir sie als endogen voraussetzen. In den Flaserigneissen sind aber drei spätmobile Phasen vorhanden, die regelnd auf den An-Gehalt des Plagioklases einwirken, ob die Pegmatite nun exogen oder endogen sind.

Vielleicht ist es mehr als ein Zufall, wenn der überwiegende Teil meiner gesammelten Pegmatitmuster nördlich der Hauptpegmatitzone des Centovalli-Valle Vigezzo Plagioklaspegmatite sind, die durch endogene Mobilisation unter Verdrängung von Kalifeldspat entstanden sind.

In der Hauptpegmatitzone bei Craveggia, Dissimo, Camedo und Palagnedra können die Pegmatite im Vergleich zu den eben diskutierten weit grössere Dimensionen annehmen. Betrachtet man im Detail die Formen ihres Vorkommens, so erkennt man vielerorts Diskordanzen in

kleinerem Rahmen und Pegmatite beispielsweise in dunkleren Biotit-Plagioklasgneissen, wo keinerlei Anzeichen dafür sprechen, dass sie aus diesen entstanden sind. Riesenpegmatitkörper, wie schon auf S. 108 erwähnt, durchdringen das Gestein. Ich schliesse daher aus dem geologischen Vorkommen und aus der in dieser ganz bestimmten Zone auffallenden Häufung der Pegmatite, dass neben der besprochenen endogenen Pegmatitbildung eine exogene Stoffzufuhr vorliegen muss. In dieser Anreicherungszone liegt nun zudem noch eine Hauptzone spättektonischer Störungen, auf die ich später noch eintreten möchte. Deshalb nehme ich an, dass schon vor den Verstellungen und Kakiritisierungen diese Längszone in den Spätphasen der alpinen Orogenese durch eine besondere Wegsamkeit ausgezeichnet gewesen ist und dass in ihr Quarz-Feldspatmaterial, das in der Tiefe infolge des Zusammenschubes mobilisiert und ausgepresst wurde, hat empordringen können. Endogene und exogene Erscheinungen haben sich hier überlappt und sind miteinander verschmolzen, so dass es schwierig ist, diesen Knäuel zu entwirren. Leider habe ich viel zu wenig statistisches Material, um entscheiden zu können, in welchem Umfang Plagioklas und Kalifeldspat an endogenen und exogenen Pegmatitbildungen in den Gneissen der Orselina-Serie und der Monte Rosa-Zone beteiligt sind. Ich kann lediglich feststellen, dass Plagioklaspegmatite, wie oben angedeutet, häufig sind in Pegmatitlinsen, die ich als endogen vermute und dass ich in der Hauptpegmatitzone neben Plagioklaspegmatiten viele Kalifeldspatpegmatite gefunden habe. Es ist möglich, dass zwei Pegmatitgenerationen vorliegen:

- a) eine ältere, endogene, die hauptsächlich Plagioklas führt;
- b) eine etwas jüngere, exogene, die vor allem kalireich ist und sich meist auf die Hauptpegmatitzone des Centovalli-Valle Vigezzo beschränkt.

Der Quarz ist sicher der beweglichste helle Gemengteil, der als letzter auskristallisiert ist und sich gewandt den gegebenen Platzverhältnissen anzupassen wusste.

Zusammenfassend lässt sich folgende Aufstellung machen:

Endogene Pegmatite

1. Kleinere pegmatitische Linsen in schieferigen Amphiboliten. Beteiligte mobile Phase: Plagioklas, der in Linse und Nebengestein im wesentlichen identischen An-Gehalt hat. Hat sich vom Entstehungsort wenig distanziert.
2. Pegmatitische Linsen und Schmitzen in Flasergneissen. Beteiligte mobile Phasen: *Plagioklas*, Kalifeldspat, Quarz. Oft wegen Verdrän-

ungen (Myrmekitbildung) in Nebengestein und Pegmatit verschiedener An-Gehalt. Kleinere Wanderungen vom Entstehungsort möglich. Besonders Quarzsubstanz sehr beweglich.

Exogene Pegmatite

Begrenzt auf Hauptpegmatitzone des Centovalli-Valle Vigizzo, wo sie sich mit den endogenen Pegmatiten verquicken. Klingen gegen N ab. In pegmatitischen, vorwiegend konkordanten Adern, Schmitzen bis Riesenlinsen vorkommend. Beteiligte Phasen: *Kalifeldspat*, Plagioklas, Quarz.

C. MESSUNGEN AN HORNBLENDEN

In das untenstehende Diagramm (Fig. 15) sind an *Hornblenden* ausgeführte U-Tischmessungen von Achsenwinkel $2V_x$ und Auslöschungsschiefe n_z/c eingetragen. Im Bereiche A, mit $2V_x$ ca. $76-89^\circ$ und n_z/c

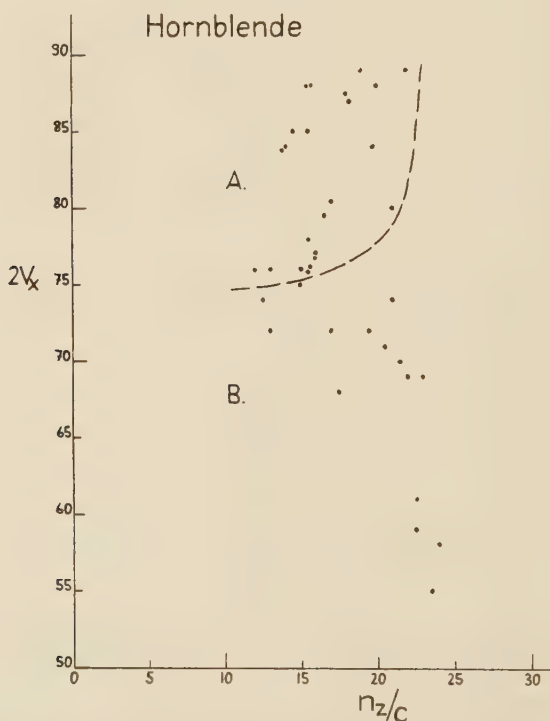


Fig. 15. Projektionspunkte (aus U-Tischmessungen erhalten) von Hornblenden mehrerer Schliffe. Im Feld A sind Aktinolithe und Zwischenformen Aktinolith/grüne Hornblende, im Feld B erscheinen gemeine grüne Hornblenden.

12—22°, liegen aktinolithische Hornblenden und, einen Grossteil der Messungen ausmachend, den Aktinolithen nahestehende, z. T. eher lichtgrüne Hornblenden, die beide ohne scharfe Grenzen ineinander übergehen. Wiederum mit kontinuierlichen Übergängen gelangt man aus diesem Felde hinaus in dasjenige der gemeinen grünen Hornblenden (B), die in den gewöhnlichen Amphiboliten am verbreitetsten sind. Die Feldabgrenzung darf nicht als starre Grenze aufgefasst werden angesichts der starken Variabilität der Hornblendezusammensetzungen. Auch in der Intensität der Absorptionsfarben liegen fließende Übergänge vor. Die Aktinolithe des Bereiches A haben den Pleochroismus bläulichgrün/hellgrün/blassgelblichgrün und wandeln ihn ab in die etwas intensiveren Grüntöne der ihnen nahestehenden Hornblenden im gleichen Feld.

Es treten somit hauptsächlich drei Hornblendetypen auf, die durch Übergänge miteinander verbunden sind:

Im Felde A I. Aktinolith.

II. Zwischenformen Aktinolith/grüne Hornblende.

Im Felde B III. Gemeine grüne Hornblende (kann unter Umständen auch in Feld A auftreten).

D. SPEZIELLE AMPHIBOLITE

a) Granatamphibolite

Zwischen der A. degli Orti und La Cailina steht im Orti-Bach eine schmale Bank von diesem Gestein an. Als Knoten, die bis 1 cm gross sein können, stecken die Granate in einem nematoblastischen, feinkörnigen Amphibolit, der titanitführend ist. Sie sind umgeben von Plagioklashöfen, die aus Andesin bestehen (An_{33-39} , Kernfleck: An_{29}). An Granat stossen Plagioklase mit asymmetrischen Flecken von An_{46} und An_{54} . Bei hellen, plagioklasreichen Flecken, wo wahrscheinlich Granat aufgezehrt wurde, zeigt die Hornblende vereinzelt bräunliche Färbung.

b) Schieferige Amphibolite mit zonarer Hornblende

Im Amphibolitkomplex A. Marco-A. Rovina erscheinen unter gewöhnlichen Schiefen solche, die in einigen Hornblendestengeln blassgrüne Flecke und Zonen im Kern aufweisen, wie auf Abb. 3 ersichtlich. Diese haben etwas höhere Doppelbrechung als das übrige Mineral und einen blassen Pleochroismus bläulichgrün/hellgrün/hellgelbgrün. Es handelt sich um Partien aktinolithischer Zusammensetzung (Hornblendetyp I) meist in einem Wirtmineral vom Typ II. Wir werden diese zonaren

Hornblenden noch an weiteren Stellen antreffen. Texturell und strukturell unterscheiden sich diese Gesteine nicht von den gewöhnlichen schieferigen Amphiboliten. Der Plagioklas ist ein basischer Andesin, z. B. PK 866: An_{45-51} mit Kernflecken von An_{27-29} . In diesem Muster finden wir den Plagioklas z. T. in monomineralischen Feldern, in deren Zentren eine beginnende Skapolithisierung zu beobachten ist. Skapolithfädelchen und -flitter mit $n \lesssim n_{\text{Plag.}}$ haben sich dort eingenistet, während die randlichen Zonen der Felder noch unberührt sind.

c) Hornblendefelse bis -schiefer

Diese bestehen aus über 90 Vol.% grüner Hornblende und haben teils massige, teils laminierte Textur. Meist sind sie gebunden an die Randzonen von Olivinfelsen, wo sie, nebst Strahlsteinfelsen, denen sie genetisch nahestehen, regelmässig, wenn auch in beschränkter Mächtigkeit, vorkommen. Sie treten auch als hornblendereiche Lagen in Amphiboliten auf. So im Verbreitungsgebiet 1, entfernt von Olivinfelsen, als anschwellende und auslaufende Lagen, die aber ursprünglich wahrscheinlich auch in einem engeren Zusammenhang mit basischen und ultrabasischen Eruptiva gestanden haben, nun aber ausgewalzt und dem lagigen Charakter der Orselina-Serie angeglichen sind, z. B. zwischen A. Cima und A. Caviano. Allerdings muss nicht jede monomineralische Hornblendelage genetisch mit basischen Intrusionen verknüpft sein, da auch metamorphe Differentiation solche Anreicherungen bewirken kann.

Östlich der Bocchetta di Cortaccio erscheint ein relativ plattiger Hornblendefels mit Staurolith-Granatglimmerschiefern zusammen in der kleinen Paragesteinschuppe. Neben Erz, Rutil und Biotit tritt Quarz in kleinen Schmitzen auf, begleitet von Apatit, z. T. in Grossexemplaren. In Rissfüllungen finden sich Klinochlor, Quarz und Titanit.

Die Hornblendefelse bis -schiefer führen oft reichlich Titanit, z. B. in spindelförmigen Kornagglomeraten. Ferner ist ein kleinblättriger bis schuppiger Chlorit ($n = \text{ca. } 1,64$) mit grünlich/gelbgrünem Pleochroismus und optisch negativem Charakter vorhanden, was auf die Prochloritreihe deutet. Daneben erscheinen Erz, Rutil, Klinozoisit-Epidot und Plagioklas, der in Ritzen und Kerben der Hornblende zu finden ist. Als neuer Gesteinsgemengteil ist farbloser bis blassgrüner Klinochlor mit $2V(+) = \text{klein}$ zu erwähnen, der stellenweise stark gehäuft und oft lamelliert ist. Er kann in monomineralischen Zonen Hornblendefelse umhüllen. Er ist oft mit der Hornblende verzahnt und eine *Verdrängung von Hornblende durch Klinochlor* ist festzustellen. Die Hornblende ist meist hellgrün, den Aktinolithen nahestehend, z. B. $n_z/c: 17; 20 (2V_x: 88); 22 (2V_x: 89); 19,5 (2V_x: 84)$. In mm- bis cm-grossen, dicken Stengeln und Säulen, die miteinander verwachsen und verfigert sind, lagert sie sich grobdiablastisch zu einem wirren Gefügebild. Zuweilen ist sie zerfranst und zerschlitzt. Bei plattigeren Mustern entstehen eher nematoblasti-

sehe, gerichtete Strukturen mit feineren und kürzeren Stengeln, die nur zonenweise wirr durcheinander liegen. Seltener sind porphyroblastische Strukturen. Auch bei diesen Gesteinen habe ich sporadisch leicht zonare Hornblende angetroffen, die im Innern der Prismen blässere Farben und leicht höhere Doppelbrechung besitzt.

d) Massige Amphibolite

Diese Gesteine finden sich in der Zone der schieferigen Amphibolite sporadisch verteilt, so bei der Alpe Marco, südwestlich Sassetto, nordwestlich Scaroni. Ausserhalb dieser Zone ist ein Vorkommen als Begleitgestein des Olivinfelses südwestlich Cima Trubbio zu erwähnen. Knollen- und stockartig stecken sie im meist geschieferten Nebengestein.

Mineralbestand z. B.:

Schliff Nr.	Hbl.	Plag.	Rutil	Titanit	Erz	Epidot	An-Gehalt
PK 829	65	35	mehrere	2			34—39 Kernfleck: 26—31
PK 899a	60	40		viel	einige	einige	Kerne: 30—41 Ränder: 70—78 Kernfleck: 100
PK 899b	55	45		viel	wenige	einige	Kerne: 37—62 Randzonen: 57—70 Flecke: 43—54, 83
PK 883a	60	40		viel			53—59, Kerne und Flecke: 40—46, 62

Die Hornblende ist meist der lichtgrün gefärbte Typ II. Auch aktinolithische Kerne und Flecke mit höherer Doppelbrechung kann man beobachten. Sporadisch treten Aktinolithstengel auf. Apatit kommt hie und da vor; Zoisit ist selten.

Der Mineralbestand entspricht demjenigen der gewöhnlichen Amphibolite. Die Struktur dieser massig texturierten Gesteine ist grobdiablastisch bis porphyrogranoblastisch und oft symplektitisch. Hornblende und Plagioklas sind oft felderweise angereichert, was ein fleckiges Aussehen bedingt. Die manchmal gut idioblastischen, oft aber fetzig-amöbigen und durchlöcherten Hornblendepismen, die mehrere mm gross werden können, sind vielfach miteinander in komplizierter Weise verwachsen und enthalten Einschlüsse von Titanit, Erz und Hornblende. Der letzt-auskristallisierte Plagioklas von wechselnd kleinem bis größerem Korn durchwächst zuweilen Hornblendekristalloblasten, ist häufig xenomorph und enthält manchmal Epidot, Titanit und Hornblendeeinschlüsse, sporadisch auch Zoisit in länglichen Körnern. Oft beobachtet man eine beginnende Skapolithisierung der Plagioklase. In Leisten und fetzigen, rechteckigen Tafeln überzieht der Skapolith teilweise einzelne Plagioklase. Im Verbreitungsgebiet I der Amphibolite (z. B. am Weg zwischen

A. Caviano und A. Cima) wurde diesen Gesteinen ein lagig-schichtiges Gefüge aufgeprägt. Zwischen reinen, ausgezogenen Hornblendezonen aus Hornblende vom Typ I und II liegen phlebitische, gelängte Schmitzen von gewöhnlich basischem Plagioklas ($An = 70-74$) und Hornblende eben erwähnten Typs.

Das Gestein PK 829 ist von der stabilen Andesingeneration völlig durchdrungen und unterscheidet sich von den gewöhnlichen Amphiboliten nur durch die massige, hornblendedioritische Textur mit diffusen Flecken. Die anderen drei Muster enthalten alle noch kalkreiche Kompo-

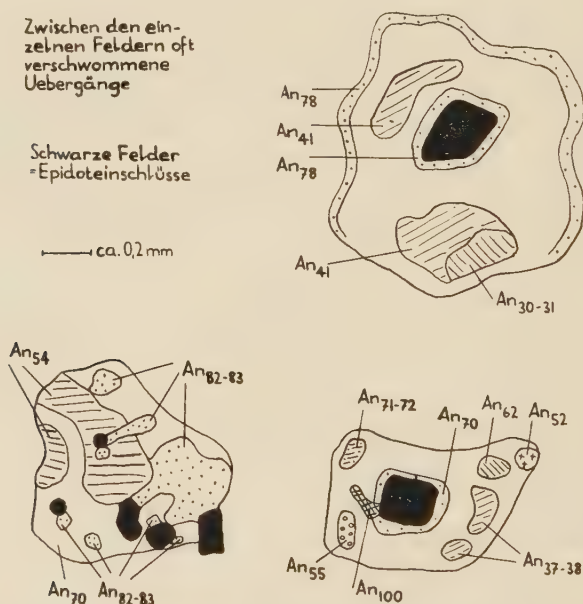


Fig. 16. Komplizierte Flecken- und Zonenanordnungen des An-Gehaltes mit Epidoteinschlüssen in Plagioklasindividuen massiger Amphibolite.

nenten, die in komplizierten Flecken- und Zonenanordnungen den einzelnen Plagioklasindividuen einverleibt sind, wie wir es auf Fig. 16 sehen. Man erkennt in den Plagioklasen auch Epidoteinschlüsse, die teils gänzlich, teils nur partiell von einem An-reichen Hof umgeben sind. Man kann hier auf Ionenwanderung innerhalb des Gitters, eventuell in festem Zustande, schliessen. Die p-t-Bedingungen, unter denen der Andesin als stabiler Plagioklas in den Amphiboliten gebildet wurde, veranlassten Wanderungen von Ca-Ionen in den reliktsichen, kalkreichen

Plagioklasen. Z. T. wanderten diese Ionen vielleicht gegen den Rand und aus dem Gitter hinaus, was sich in vielen An-reichen, schmalen Rändern manifestiert, und teilweise wurden sie veranlasst, gegen das Zentrum oder asymmetrisch liegende „Brennpunkte“ zu migrieren, wo z. B. beginnende Epidotbildung überschüssiges Ca verarbeitet hat.

e) Fleckenamphibolite

So benenne ich eine Einzelvarietät von strukturellem Interesse, die ich als Einlagerung in den schieferigen Amphiboliten nördlich Alpe Marco im Oberlauf des Riale Marco gefunden habe. Sie unterscheidet sich wenig von letzteren Gesteinen. Erst bei genauerer Prüfung erkennt man kleine, weisse Flecke, die sich unter dem Mikroskop als Plagioklasporphyroblasten von An_{70-86} mit Kernen von An_{88-100} entpuppen. Die Hornblendeprismen, welche die feinkörnige Grundmasse aufbauen, sind nach b geregelt und mit Plagioklas längs den Korngrenzen fein verzahnt. Die nach der Hornblende gewachsenen Plagioklase sind im Innern voll von Einschlüssen idioblastischer Hornblende, Titanit und Erz, so dass man die Struktur als poikilitisch bis porphyroblastisch bezeichnen kann. In Querklüften hat sich ein faseriger Zeolith in garbenförmigen und sphärolithischen Aggregaten angesiedelt. Die optischen Daten: $n = ca. 1,50$; niedrige Interferenzfarbe; negative Hauptzone; $2V_x = ca. 30^\circ$ und $n_x/c = \text{klein}$, sprechen für Desmin.

f) Aktinolithführende Amphibolite

Wir finden solche Gesteine als leicht laminierte, massige oder schieferige Einlagerungen im Komplex der schieferigen Amphibolite A. Marco-A. Rovina in Kontaktnähe der Olivinfelsmassen oder auch zwischen schieferigen Amphibolit-Lagen. Als Hauptgemengteile haben wir feinstengeligen bis porphyroblastischen Aktinolith und meist basischen Plagioklas. Daneben treten in gewissen Gesteinen blättriger und schilfiger Klinochlor, wurmförmiger Chlorit der Prochloritreihe und grüne Hornblende auf, sowie hie und da Epidot, Rutil, Titanit, Biotit und Apatit in wechselnden Mengen. Erz in kleineren Körnern ist Durchläufer, Quarz eine Ausnahmeerscheinung.

In einem massigen, leicht laminierten Muster etwas westlich der Cima di Caneto (siehe Profil C, Fig. 21, S. 166) sind sehr feine, polygonale Körner von stark basischem Plagioklas (Bytownit) in Flasern angereichert. Der gröbere, ziemlich Fe-arme Aktinolith ist etwas gerichtet. In gewissen Lagen erscheinen Zwickel von Klinochlor.

In einem andern, schwach buckligen und knitterigen Gestein ähnlicher Textur, nicht weit vom vorigen entfernt, ist der meist geregelte Aktinolith, neben einzelnen grösseren Stengeln, oft in Bündeln zerfasert und grösstenteils in Umwandlung zu Klinochlor begriffen. Der basische Plagioklas ist durch eine dunkle, mikrodiablastische Bestäubung fast unkenntlich gemacht. Diese steht in Zusammenhang mit einer vorwiegend von der Intergranularen ausgehenden Skapolithisierung. Bereits treten grössere, feinschuppige Zonen von Skapolith auf. Seltsamerweise erscheinen noch einige Quarzeinzelkörner, wahrscheinlich als Infiltrationserscheinungen infolge deformativer Prozesse. Sie sind leicht optisch zweiachsig und äusserst stark undulös.

Ursprünglich waren beide Gesteine texturell, strukturell und mineralogisch fast identisch. Beim zweiten Gestein wurden nur die Voraussetzungen zu sekundärer Zersetzung durch spätkristalline Bewegungsflächen erleichtert.

Ein schieferiger, aktinolithführender Amphibolit zusammen mit einem gewöhnlichen am Kontakt mit Olivinfels (siehe Profil E, Fig. 21, S. 166) enthält als Plagioklas einen Labrador An_{52-67} mit Kernflecken An_{73-75} . In einem andern, ähnlich schieferigen Gestein, das wurmförmigen und radialstrahligen, grünen Chlorit enthält, wechseln Lagen von manchmal schilfigem Aktinolith mit solchen von grüner Hornblende ab. Der Chlorit verteilt sich vor allem auf die Aktinolithstreifen, sodass man an eine diaphoritische Umsetzung grüne Hornblende $\rightarrow$ Aktinolith + Chlorit in einer spätkristallinen Phase unter Epibedingungen denken kann.

Im Verbreitungsgebiet 1 der Amphibolite habe ich nur im Riale Isornino eine sich bald in Einzellinsen auflösende Lage eines quarzdurchtränkten Aktinolithgesteins gefunden, die zwischen Gneisslagen eingepresst war.

Genetisches zu den Abschnitten 3, 4, 5 und 6

Viele Übergänge verbinden die granatführenden Biotit-Plagioklasgneisse mit dem hellen Flasergneisstyp a. Zweiglimmerschiefer ($\pm$ Granat, Staurolith) und die feinlagigen Hornblendegneisse stehen beide mit den Biotit-Plagioklasgneissen (Psammitgneissen) in engster Beziehung. Diese drei geologisch eng miteinander verknüpften Gesteinsgruppen, die so häufig fein wechsellagern, deute ich als sedimentogene, sandig-tonig-mergelige Bildungen. Metamorphe Differentiation erzeugte die oft vorliegende Bänderung, welche wahrscheinlich primären stofflichen Wechsel in der Schichtung widerspiegelt und jetzt wegen der eventuell mehrfachen metamorphen Überprägung noch akzentuierter erscheint.

Schwieriger stellt sich das genetische Problem der Amphibolite, die ein vieldeutiges Konvergenzprodukt darstellen. Ihre Struktur und Lagerung ist weitaus in den meisten Fällen einheitlich und uniform. In inniger Verbindung mit den oben erwähnten sedimentogenen Gesteinen,

z. B. als schmale Wechsellagen, möchte ich sie als metamorphe Mergelschichten deuten. Studieren wir jedoch die Gesteine im Amphibolitgebiet A. Marco-A. Rovina, so registrieren wir Funde massiger Amphibolite und Hornblendefelse, sowie aktinolithführender Amphibolite und schieferiger Amphibolite mit zonarer Hornblende. Sie alle stehen in dieser Zone feldgeologisch in direkter oder indirekter Verbindung mit ultrabasischen Gesteinen grösseren bis kleineren Ausmasses. Die vielfach laminierten Hornblendefelse, welche oft besonders eng verknüpft sind mit Olivingesteinen, kann man als umgeprägte Strahlsteinfelse betrachten oder als Abkömmlinge von Hornblenditen. Aktinolithführende Amphibolite, die in schieferigen Amphiboliten mit zonarer Hornblende durch Einbau von Al_2O_3 und Na_2O noch stärker den gewöhnlichen Amphiboliten angeglichen wurden, lassen sich von Strahlsteinfelsen und -schiefern ableiten. Die massigen Amphibolite deute ich ihrer Textur und Struktur wegen als ursprünglich gabbroide Gesteine. Der Fleckenamphibolit dürfte eine Kontaktbildung sein mit kalkigem Sedimentmaterial. Aus der engen geologischen Verknüpfung der gewöhnlichen schieferigen Amphibolite dieses Gebietes mit den Gesteinen basischen bis ultrabasischen Ursprungs schliesse ich, dass auch jene ehemals Teile eines ophiolithischen Magmas gewesen sind. Ich deute deshalb diese schieferigen Amphibolite als mesothermale Äquivalente von Grünschiefern, z. B. Prasiniten, wie sie in der Epizone vorliegen. Während wir hier meist vergeblich nach Relikten suchen, die direkt auf Eruptivgesteinscharakter und Kontaktwirkungen schliessen würden, hat z. B. H. PREISWERK (1903) zwischen Visp und Brig in Grünschiefern der Epizone, welche mit ultrabasischen Gesteinen verknüpft sind, noch solche Relikte gefunden. Er deutet die Grünschiefer als Abkömmlinge von diabas- und gabbroartigen Gesteinen. Vielleicht lagen im Amphibolitgebiet A. Marco-A. Rovina ursprünglich auch noch Diabastuffe oder mergelige, sedimentogene Lagen vor; diese wohl in der Nähe von Kalksilikateinlagerungen. Bekanntlich gehen die Amphibolite des Raumes A. Marco-A. Rovina über in diejenigen des steilstehenden Verbreitungsgebietes I. Hier wurden sie nebst Hornblendefelsen, spärlichen aktinolithführenden Amphiboliten und den ultrabasischen Gesteinen lagen- und linsenweise eingepresst und mit den übrigen Gesteinen der Orselina-Serie zu einer Einheit verschweisst. Eine genetische Trennung der Amphibolite wird hier äusserst schwierig, ja unmöglich. Das lagenweise Vorkommen von basischen Plagioklasen mit meist grossen An-Bereichen könnte evtl. auf ursprünglichen Orthocharakter schliessen lassen. Jedoch deuten viele solche Erscheinungen auch auf Kontaktwirkungen. R. FORSTER (1948, S. 454)

diskutiert die Herkunft der Amphibolite und weist auch auf die Schwierigkeit ihrer Deutung hin. Er ist der Meinung, dass zwischen Maggia- und Verzascatal die Amphibolite von ophiolithischen Intrusivgesteinen abstammen. FORSTER glaubt, dass in der Orselina-Zone die ältesten Amphibolite in seinem Untersuchungsgebiet vorliegen und stellt ihre Bildung ins Karbon oder an den Anfang der alpinen Faltung. Er meint, dass sie schon vor der alpinen Metamorphose als Amphibolite oder feinkörnige Hornblendediorite vorgelegen haben.

Zusammenfassend teile ich die Amphibolite meines Untersuchungsgebietes der Herkunft nach ein in:

- I. Abkömmlinge von ophiolithischen Intrusiva und Eruptiva.
- II. Ursprünglich sedimentäre Bildungen.
- III. Präalpine, alte Amphibolite, Ursprung ungewiss.

Ein überwiegender Grossteil gehört sicher zu Kategorie I. In Klasse II dürften nur sehr wenige fallen. Der Gruppe III könnten unter Umständen wieder mehr Vorkommen angehören, doch ist ihr Umfang schwerlich abzuschätzen.

7. Kalksilikatgesteine

In einem ersten Kapitel behandle ich Kalksilikateinlagerungen in Amphiboliten, wie sie in den Verbreitungsgebieten 1 und 2 oft vorkommen. In einem zweiten Teil diskutiere ich Kalksilikatgesteine und Marmore, die als mehr oder weniger zusammenhängende Züge von etwas grösserer Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet auftreten.

A. AMPHIBOLITE MIT KALKSILIKATEINLAGERUNGEN

Sowohl in z. T. säulig um die b-Achse gerollten, schieferigen Amphiboliten von A. Marco-A. Rovina wie auch in allen übrigen Amphiboliten erscheinen in mm- bis cm-grossen Bändchen, Schnüren, Schmitzen und Knoten, immer lagig, Kalksilikateinlagerungen, manchmal umgeben von Plagioklasplustern. Bisweilen kann man Amphibolitbänke verfolgen, in denen diese schmalen Kalksilikateinlagerungen gehäuft sind. Es handelt sich vor allem um die Mineralien *Epidot-Klinozoisit*, einen *monoklinen Pyroxen* und untergeordnet um Skapolith, der vielfach aus Plagioklas entstanden ist. Epidot erscheint in runden Körnern von sehr schwachem Pleochroismus und hat grelle, übernormale Interferenzfarben, was ihn leicht kenntlich macht. Meist ist es Pistazit, der auch oft in Einzelkörnern, gehäuft oder sporadisch, in den Amphi-

boliten vorkommt oder als Begleiter von Quarz-Plagioklasbändern darin auftritt. Drei Körner wurden auf dem U-Tisch gemessen: 1. $n_z/a = 26$, $2V_x = 84$; 2. $n_z/a = 25$, $n_x/c = -5$; 3. $2V_x = 71$. Der Epidot ist hier und da zonar aufgebaut mit niedrigeren Interferenzfarben im Zentrum und höheren am Rand. Er hat also im Kern eher Klinozoisit-Zusammensetzung, aussen pistazitische.

Im beigegebenen Diagramm (Fig. 17) habe ich die Projektionspunkte für Auslöschungsschiefe n_z/c und zugehörigen Achsenwinkel $2V_z$ der ausgemessenen monoklinen Pyroxene aufgetragen. Nach WINCHELL (1951, S. 413) dürften Mineralien der *Diopsid-Hedenbergitreihe* vorliegen. Der

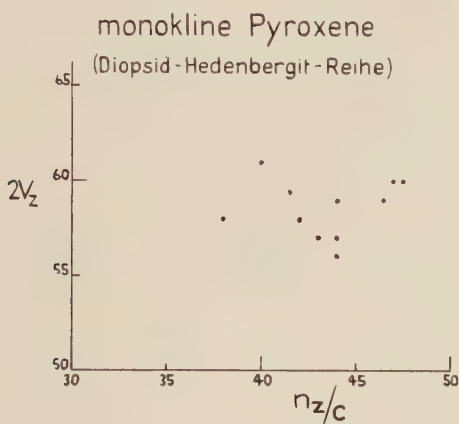


Fig. 17. Projektionspunkte (aus U-Tischmessungen erhalten) von monoklinen Pyroxenen (Diopsid-Hedenbergitreihe) verschiedener Schlitze.

Pleochroismus ist farblos/blassgrün, bei gewissen Exemplaren etwas intensiver grün. Im folgenden bezeichne ich dieses Mineral als Diopsid.

Den Skapolith habe ich in drei Fällen als Mizzonit bestimmt mit $n_z - n_x = \text{ca. } 0,03$ und $0,022$; $n = 1,57$ und $1,58$.

Als Rissfüllung in einem Plagioklas tritt ein Zeolith auf in Blättchen mit folgenden optischen Daten: $n = \text{ca. } 1,52$; Elongation positiv; $2V_x$ klein (um 30°), mit mindestens zwei guten Spaltbarkeiten, wobei die eine schief, die andere gerade zur Auslöschung steht. Dies lässt auf Laumontit schließen. Das Wirtsgestein ist ein wenig Diopsid führender Amphibolit.

Der Plagioklas ist in vielen kalksilikatführenden Amphiboliten ein normaler Andesin von An_{30-46} , selten ein Oligoklas von An_{24-30} . Dabei habe ich in vier Fällen die Beobachtung gemacht, dass Plagioklase, die

an Epidot stossen oder dieses Mineral als Einschluss führen, einen leicht höheren An-Gehalt haben können, z. B. bei Epidot An_{37-38} , abseits von Epidot An_{32} . Dies bedeutet vielleicht wieder eine Ca-Ionenwanderung in Richtung des sich bildenden Epidots. Auch Diopsid scheint an solchen Ca-Diffusionen teilzuhaben: In einem Schliff mit dem Plagioklas An_{41-44} im Kern und An_{48-56} an den Rändern erscheint ein von Diopsid umhülltes Korn von An_{50} mit einer halbkreisförmig umgebenden Zone von An_{63} , die an Diopsid stösst. Hier war eher eine Ca-Ionenwanderung von letzterem in den Plagioklas im Gange, da der Pyroxen oft in Korrosion und Umwandlung begriffen ist (z. B. in Hornblende, Epidot). In einem Schliff, der von NNE des Sassetto (siehe Profil A, S. 156) stammt, konnte ich folgendes beobachten: Zwei Körner, die von Epidot umgeben sind, haben im Kern An_{35} bzw. An_{39} , am Rand An_{43} bzw. An_{46} . Drei andere, abseits von Epidot, haben im Kern An_{32} , An_{28-29} , An_{30-31} und am Rand An_{37-38} , An_{35} , An_{37} . Der An-Gehalt des Kernes der ersten Kornart bildet bei der zweiten den Rand und scheint die stabilste Möglichkeit zu sein. Beide sind invers zonar. Vielleicht lagen schon a priori kalkreichere und kalkärmere Plagioklase vor. Die Kalk-ärmeren erhielten während einer bestimmten Phase der Umkristallisation einen Ca^{++} -Zuschuss, so dass sie eine stabile Hülle aufbauen konnten. Der Ca^{++} -Überschuss der Kalkreicheren hingegen wurde nach aussen verlagert, so dass sie einen stabilen Kern erhielten und um sie herum konnte sich noch Epidot bilden. In einem andern Schliff haben an Epidot grenzende Plagioklase An_{43} und An_{39} , entfernt davon liegende An_{34-35} und An_{36} . Wiederum kann man an eine Ionenwanderung denken und in diesem Sinne interpretieren. Allerdings ist in vielen Fällen anderswo nichts von einer derartigen Reaktion zu bemerken und alle Plagioklase haben eine uniforme Zusammensetzung. Bei der Entstehung solcher Diffusionen spielen eben Temperaturunterschiede eine ausschlaggebende Rolle. Diese Vorgänge bilden eine zusätzliche Möglichkeit des Stoffaustausches unter ganz bestimmten Bedingungen. Vielleicht erfolgten sie relativ spät in einem weitgehend schon verfestigten Zustand.

Eine Änderung des An-Gehaltes kann lagenweise eintreten, indem die von Kalksilikaten umgebenen Plagioklase sehr kalkreich sein können, z. B. An_{69-71} , während diejenigen in amphibolitischen Lagen gewöhnlich aus Andesin, in diesem Beispiel An_{45-46} , bestehen. In zwei Schliffen (PK 380 und PK 286) erscheinen wieder ausgeprägt fleckig zonare Plagioklase mit An-Variationen von 38—85%, resp. 37—46% im Vergleich zum umgebenden Amphibolit mit An_{22-39} .

Plagioklase mit asymmetrischen Flecken sind allgemein verbreitet in

diesen Gesteinen. Zuweilen kommt durchwegs basischer Plagioklas in Amphibolit und Kalksilikatzug vor, z. B. An_{74-80} mit Flecken von An_{98-100} . Normal zonare und invers zonare Plagioklasindividuen sind zur Genüge zu beobachten: In PK 847 haben wir im Amphibolit invers zonare Struktur (Kern An_{26-30} , Hülle An_{37-41}), im Epidot-Diopsidband normal zonare Plagioklase (Kern An_{30-32} , Hülle An_{25-26}). Es erscheinen manchmal ausgeprägte Ungleichgewichte als Folge des späten Eindringens von Mikroklin- und Quarzsubstanz aus benachbarten Flasergneissen, die sich dann lagenweise ansiedeln kann. Oft treten auch Quarzschmitzen und -lagen auf, vielfach in Aggregaten von wenigen Körner, die als sehr späte Bildungen anzusehen sind.

Hie und da erscheinen an der Hornblende Farbunterschiede. Sie ist z. B. in einem epidotreichen Band lichter gefärbt als im umgebenden Amphibolit. Hornblende und Epidot durchwachsen bisweilen einander.

Pyroxen und Epidot bilden in den Kalksilikatadern, meist mit Plagioklas an den Rändern, gewöhnlich eine Pflasterstruktur mit stark wechselnden Korngrößen und sind miteinander verwachsen. Man erkennt zuweilen an Reaktionsrändern, dass der Epidot den Diopsid verdrängt (Fig. 18a) oder umfangreichere Kristalle des letzteren werden von Epidot inter- und intragranular durchsetzt. Oft ist der Diopsid übersät mit Erz-, Titanit und Plagioklaseinschlüssen und manchmal erscheint er in zerfransten und skelettartig zerfressenen Kristalloblasten oft eingekeilt zwischen den ihn dicht umgebenden, runden Epidotkörnern. Häufig bemerkt man, dass einzelne schilfige Aktinolithstengel mit Diopsid vorkommen, die aus diesem hervorgegangen sind. Fig. 18b zeigt einen solchen Fall, wobei man sieht, dass sich noch nachträglich Epidot auf Kosten von Diopsid und Aktinolith gebildet hat. In manchen Fällen ist der Pyroxen stark angewittert und löcherig. Interessante Verdrängungserscheinungen durch Hornblende sind an diesem Mineral zuweilen festzustellen, eine Art Uralitisierung. In Fig. 18c wird ein Diopsid kelyphitisch von verdrängender aktinolithischer Hornblende ummantelt, die, wie wir schon wiederholte Male bei Amphiboliten beobachtet haben, hin und wieder intensiver grüne Randzonen besitzt (Fig. 18d). Da der Pyroxen ja von diopsid-hedenbergitischer Zusammensetzung ist, also Ca^{++} , Mg^{++} und Fe^{++} enthält, ergibt sich zwangslos ein Aktinolith. Überschüssiges Fe-Erz ist oft in Staub und in Körnchen im Pyroxen enthalten. Durch Aufnahme von variierenden Mengen Na^{+} und Al^{+++} kann die aktinolithische Hornblende dann in eine grüne vom Typ II oder III abgewandelt werden. Auf den gleichen Schliff bezieht sich Fig. 18e, wo Diopsid felderweise durch Hornblende, die sich in Spaltrissen angesiedelt hat,

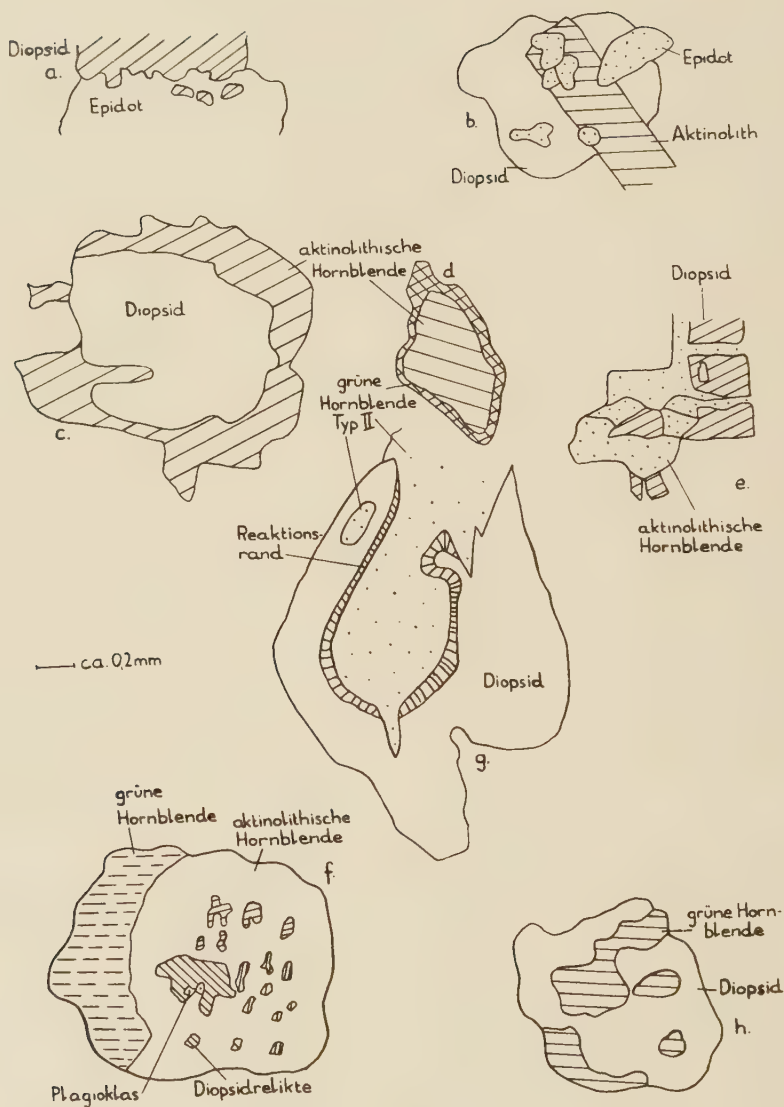


Fig. 18. Verdrängungserscheinungen an Diopsid und verschiedene Ausbildung und chemische Zusammensetzung der Hornblenden.

zerlegt wird. In Fig. 18f ist ein Porphyroblast von Hornblende abgebildet, der in einem Bereich aktinolithischer Zusammensetzung Relikte aufgezehrten Diopsids enthält und, wo diese fehlen, eine dunkler grün gefärbte Zone besitzt, eher vom Chemismus einer gemeinen Hornblende Typ II oder III. Fig. 18g zeigt einen Diopsid, der von einer lichtgrünen Hornblende (Typ II) unter Bildung von Reaktionsrändern verdrängt wird und schliesslich, wie Fig. 18h illustriert, erscheinen in einem Diopsid wolkige Zonen grüner Hornblende als Produkte einer Verdrängung.

Die Skapolithisierung geht so vor sich, dass Zonen und Zentren Ca-reicher Plagioklase der älteren Generation, die oft mit Rissen und halb verheilten Spalten versehen sind, zuerst skapolithisiert werden. Meist sind die Andesine der jüngeren Generation von ihr weniger ergriffen.

Einige Gesteine eines Amphibolitzuges im Tal nordwestlich der A. Cima möchte ich noch gesondert besprechen. PK 503 ist ein gewöhnlicher nematoblastischer Amphibolit, bestehend aus grüner Hornblende und klarem, frischem Andesin. In der Schieferungsrichtung gelangt ist darin ein mandelförmiger, linsiger, ca. 3 cm langer reliktsicherer Einschluss eingebaut. Dieser ist zusammengesetzt aus flitterig bestäubten Tafeln basischen Plagioklases (Bytownit) und Grosskörnern von Diopsid und Epidot mit stark symplektitischer Struktur. Plagioklas und Epidot durchwachsen einander sehr innig. Einerseits treten Epidotinseln und -schlauchquerschnitte im Plagioklas auf, andererseits auch Plagioklasinseln nebst zapfenartigen Einbuchtungen von Plagioklas in Epidot. Eindeutig ist nicht auszusagen, welches Mineral verdrängt wird, doch halte ich es für wahrscheinlich, wenn ich andere Beobachtungen berücksichtige, dass der Epidot auf Kosten des Bytownits entstanden ist. Mit dem Diopsid ist eine aus ihm entstandene aktinolithische Hornblende verbunden, die in der Grenzzone gegen den Amphibolit eine geschlossene Randzone von grüner Hornblende mit niedrigerer Doppelbrechung enthält.

Im selben Handstück ist jedoch noch ein zweites, etwa gleich grosses, knaueriges Relikt enthalten, das in der Schieferung leicht gestreckt und unabhängig vom ersten gelagert ist. Es handelt sich um einen Rest eines Aktinolithfelsens, ein den Olivinfelsen nächst verwandtes Gestein. Der Aktinolith ist teilweise in grüne Hornblende vom Typ II umgewandelt. Ich vermute darin folgenden Zusammenhang: Die erste Linse ist ein in sich geschlossenes Relikt einer Kontaktbildung. Diopsid und basischer Plagioklas wurden als Kontakterscheinungen zwischen ophiolithischem Magma, von dem wir noch Reste im Hornblendeknauer erkennen können, und sedimentären Gesteinen gebildet. Durch alpine Regionalmeta-

morphose wurden sie überprägt und vielfach zum Verschwinden gebracht. In sich geschlossene Kontakt-Relikte, wie das vorliegende, haben sich aber trotz Umkristallisation erhalten. In ihnen hat sich dann auch Epidot auf Kosten von Plagioklas entwickelt und aus dem Diopsid ist partiell, Aktinolith entstanden, der sich seinerseits teilweise der stabilen grünen Hornblende angeglichen hat.

In der gleichen Amphibolitlage nun, an einer ca. 50 m entfernten Stelle, haben wir auch wieder Kalksilikateinlagerungen, aber diesmal nicht in schön abgeschlossenen Linsen, sondern, wie fast immer, lagig gesondert (PK 501): eine Amphibolitlage, eine Epidot-Hornblende-Pyroxen-Plagioklaslage und eine titanitführende Epidot-Hornblende-Plagioklaslage. In grünen Hornblenden liegen Diopsidrelikte. Von den Plagioklasen zitiere ich die fünf gemessenen Körner.

Die Körner 4 und 5 tangieren Kalksilikate:

1. An_{48} , Fleck gegen den Rand: An_{62}
2. An_{50} , Fleck am Rand: An_{65}
3. Kernfleck: An_{50} , Flecke um das Zentrum: An_{57-58} , Randfleck: An_{44}
4. Kern: An_{60} , Randzone: An_{50}
5. An_{48} , Kernfleck: An_{68-69}

Über den ganzen Schliff ist ein ähnlicher, stark fleckig zonarer Plagioklas verteilt, variierend von An_{44-69} . In PK 503 existieren also zwei in sich homogene Bereiche, nämlich a) ein reliktscher, von der Regionalmetamorphose nicht zerstörter, bytownitführender Kalksilikat-Altbestand, der anscheinlich durch Kontaktmetamorphose entstanden ist, und b) ein umhüllender, regionalmetamorph völlig umgeprägter Hornblende-Andesin-Hauptbereich. Diese beiden Bereiche erscheinen nun in PK 501 regionalmetamorph zu einer Einheit verschmolzen.

Metamorphe Differentiation hat die Kalksilikate Diopsid und Epidot in Lagen angeordnet und ein relativ einheitliches Gestein daraus gemacht, einen lagigen, kalksilikatführenden Amphibolit. Wenn wir nun noch die Plagioklase berücksichtigen, so haben wir in PK 503 einerseits einen recht homogenen Bytownit in der Kalksilikatlinse, andererseits einen normalen Andesin im Amphibolit, beide fein säuberlich getrennt. In PK 501 hingegen ergibt sich beim Plagioklas ein Produkt der regionalmetamorphen Einwirkung, d. h. Bytownit und Andesin wurden unter Stoffaustausch mit anderen Mineralien zu einem fleckenzonaren Einheitsplagioklas verschweisst, der jetzt in allen drei oben erwähnten Lagen vorliegt. Schlagen wir ca. 150 m in der andern Richtung von PK 503 entfernt nochmals ein Handstück in der gleichen Gesteinsbank (PK 509), so erhalten wir wieder einen nematogranoblastischen Amphibolit mit Diop-

sidlagen und einem fleckenzonaren Plagioklas. Ich führe drei gemessene Körner auf:

1. Kernfleck: An ₆₂	2. Kernzone: An ₅₇₋₅₈	3. Kern: An ₆₈₋₆₉
Kernzone: An ₅₄	Randzone: An ₇₁₋₇₂	Hülle: An ₅₀
Randzone: An ₄₅	Randsaum: An ₆₂	

Es liegt nun nahe anzunehmen, dass wir in Form dieser Zonarbildungen Spuren älterer, regionalmetamorph umgewandelter Kalksilikatgesteine mit basischem Plagioklas vor uns haben. Das letzte Ziel der Metamorphose war gewiss die Bildung eines unter den gegebenen Stoffquantitäten und p-t-Bedingungen stabilsten, möglichst homogenen Einheitsplagioklases, nämlich eines der so weitverbreiteten Andesine, wie wir sie vielleicht am reinsten in den pegmatitischen Linsen des schieferigen Amphibolitkomplexes A. Marco-A. Rovina finden. Aber dazu stand zuviel Ca^{++} zur Verfügung, das denn auch wohl auf die energiemässig bequemste Art in Zonen und Flecken der Plagioklase aufgespeichert wurde, die durch sehr verschiedene An-Gehalte differenziert sind. Mit anderen Worten: Ein Kalküberschuss, der sich weder abführen noch aus chemischen und energetischen Gründen in ein anderes Mineral einbauen liess, wurde im letztkristallisierenden Plagioklasgitter deponiert. Einem überaus grossen Ca-Überschuss wurde auf die Weise gesteuert, dass lagenweise, wie wir es bereits bei den Hornblendegneissen gesehen haben, Bytownite gebildet wurden, was wieder auf eine Rekristallisation wahrscheinlich präexistierender kalkreicher Plagioklase hinauslaufen kann. Betrachten wir nun die Positionen der An-reichen Flecke in den einzelnen Plagioklaskörnern, so stellen wir fest, dass keine feste Regel eingehalten wird. Bald sind sie im Kern, bald am Rand oder asymmetrisch angeordnet. Dieses scheinbar regellose Verhalten ist schwieriger zu erklären. Ich vermute, dass es wenigstens teilweise mit Ionen-Diffusionen im weitgehend festen Zustand zusammenhängt. Vielleicht begünstigen Gitterstörungen und Schwachstellen (z. B. verheilte Rupturen) die Einlagerung von Ca-Ionen, schaffen einen Brennpunkt, um den sich immer mehr Ionen gruppieren, und werden schliesslich zu einer Zone oder einem Fleck. Besonders bei stark unregelmässigen Fleckgebilden könnte man diese Erklärungsmöglichkeit in Betracht ziehen. Ferner könnten Mineralien, die sich sekundär im oder um den Plagioklas bilden, wie z. B. Epidot (siehe Fig. 16, S. 142), ein Energiegefälle hervorbringen, so dass sich um sie herum ein kalkreicher Fleck entwickelt. Um der sehr häufig invers zonaren Struktur gerecht zu werden, schlage ich noch folgende Erklärung vor:

Bei der regionalmetamorphen Umprägung wurde zuerst ein möglichst stabiler Plagioklas vorzüglich andesitischer Zusammensetzung gebildet.

Dieser erhielt dann durch randlichen Einbau von Ca^{++} , das während der Kristallisation nicht mehr in andern Mineralien untergebracht werden konnte, eine kalkreiche Hülle.

Es ist gar nicht ausgeschlossen, dass eine Mehrzahl von Entstehungsarten in zeitlich mehr oder weniger weit auseinanderliegender Reihenfolge zur verwirrenden Vielfalt des zonaren Aufbaus der Plagioklase geführt haben, gemäss den vorliegenden chemischen und physikalischen Verhältnissen. Um diese Frage genau abzuklären, braucht es noch viele Detailuntersuchungen.

Kehren wir wieder zu den Kalksilikaten zurück. Eine morphologisch ganz ähnliche, jedoch etwas umfangreichere Einlagerung als PK 503 ist in nematoblastischen, schieferigen Amphiboliten, jedoch mit basischen Plagioklasen, im Oberlauf des Riale Marco unweit des Fleckenamphibolits enthalten:

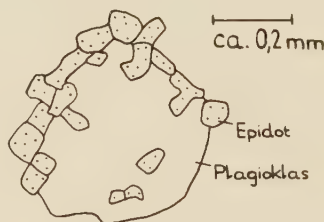


Fig. 19

Poikilitische Bytownitporphyroblasten mit An_{73-75} führen fleckige, An-reiche Zonen und Einschlüsse von Hornblende und Epidot. Sie liegen in einer kleindiblastischen, manchmal strähnigen Grundmasse aus Hornblende und oft unregelmässigen, symplektitischen Epidotkörnern. Diese Struktur ist verwandt mit derjenigen des Fleckenamphibolits. Die Hornblende, hie und da in gefranzten Prismen, ist lichtgrün und teilweise aktinolithisch (helle Zonen).

Möglicherweise ist im vorliegenden Fall aus jetzt resorbiertem Diopsid aktinolithische Hornblende entstanden, die sich dann z. T. in grüne umgestaltet hat. Hier wird deutlicher, dass sich Epidot sekundär aus Plagioklas gebildet hat (Fig. 19). Ein Ca-Überschuss hat sich auch ausserhalb der Kalksilikateinlagerung in den Amphibolitplagioklasen angesiedelt. Die Regionalmetamorphose hat hier offensichtlich einen Stoffausgleich bewirkt, indem in Einschluss und Wirtgestein, im Gegensatz zu PK 503, der gleiche Plagioklas (ein Bytownit) vorhanden ist. Die Struktur der Einlagerung jedoch hat die Metamorphose gut überdauert.

B. KALKSILIKAT- UND MARMORZÜGE

a) Der Kalksilikat-Marmorzug Sassetto-Alpe Rovina

Er bildet einen mehr oder weniger zusammenhängenden und 5 bis 10 m mächtigen Zug von kalksilikatreichen Gesteinen mit Marmorzwi-

schenlagen. Geologisch hat dieser Zug an allen Orten, wo er aufgeschlossen ist, eine ganz bestimmte Position. Er liegt nämlich immer direkt in der tektonischen Unterlage der Flasergneissmasse Sassetto-A. Rovina und wird durchsetzt von z. T. verschieferten Amphiboliten, die, weiter gegen das Liegende und verbunden mit einer Abnahme an Kalksilikaten, dann sogleich überleiten in den schieferigen Amphibolitkomplex A. Marco-A. Rovina, wo Strahlstein- und Olivinfelse auftreten. Zwei Profile mögen die geologische Lagerung veranschaulichen (Fig. 20). Das eine (A) stammt vom Vorkommen westlich Bocchetta di S. Antonio, d. h. nord-nordöstlich des Sassetto, das andere (B) von demjenigen in der Runse westnordwestlich A. degli Orti. Bei A stecken stark löcherig anwitternde Kalksilikatlagen zwischen Amphiboliten, in der Mächtigkeit wechselnd von einigen cm bis zu mehreren dm. Sie enthalten Inseln aus Epidot-Diopsidpflaster, Bänder von quarz- und kalifeldspathaltigem, epidot-führendem Amphibolit und diopsid-plagioklasführende Quarz-Epidot-Streifen. Quarz und Kalifeldspat sind als nachträgliche Spätbildungen aufzufassen. Daneben erscheinen Aktinolith, Biotit, Chlorit, Granat, Titanit und Erz sowie als postkristalline Neubildung Prehnit, der aus granuliertem Plagioklas entstanden ist. Die Hauptgemengteile Epidot, Diopsid — oft mit tropfenförmigen Plagioklaseinschlüssen — Hornblende, Plagioklas und adersweise auch Quarz sind von Lage zu Lage in verschiedenen Mengenverhältnissen kombiniert.

Wir sehen, dass an diesem Aufschluss (Profil A) mineralogisch nichts Neues auftaucht. Dieses Kalksilikatvorkommen in teilweise verschieferten Amphiboliten ist einfach eine Häufung der schon im vorigen Abschnitt besprochenen Lagen. Vielleicht enthielten die stark löcherigporigen Gesteine vor der Verwitterung Kalzit.

Nordöstlich Cortignasco am Weg zur Bocchetta San Antonio steht der Kalksilikatzug wieder an, teilweise auch von stark löcherigen bis zelligen Gesteinen durchsetzt.

Im Mikroskopbild sieht man erneut, wie der Diopsid erfüllt ist mit Epidotkörnern und wie sich Epidot neben Erz in Diopsid-Spaltrissen angesiedelt hat. Oft ist der Epidot nesterweise angereichert, wahrscheinlich dort, wo er Pyroxene und eventuell andere Ca-führende Mineralien aufgezehrt hat. Der Plagioklas ist teilweise weitgehend skapolithisiert. Daneben aber erscheinen frische, grobkörnigere Andesinpflaster, die in der pegmatitischen Phase, wie ich sie bei Besprechung des schieferigen Amphibolitkomplexes diskutiert habe, auskristallisiert sind.

Der Kalksilikatzug verliert sich in wenig gut aufgeschlossenem Gebiet und taucht erst in einem Aufschluss nördlich des Monte Ziecher wieder auf (siehe Profil C, S. 166), wo zwischen schieferigen Amphiboliten ein

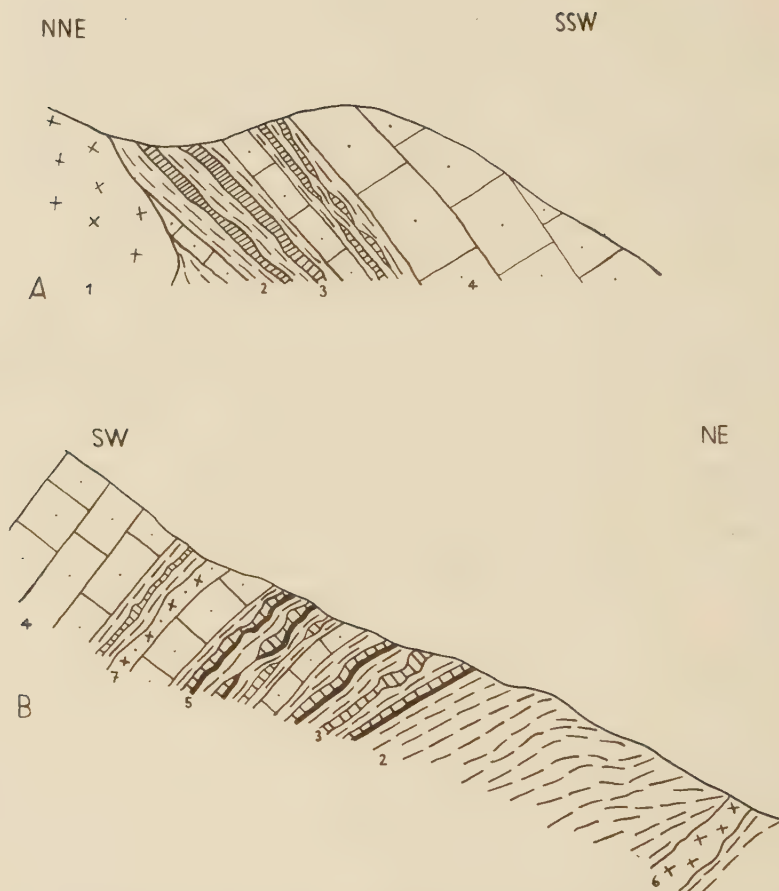


Fig. 20. Detailprofile durch den Kalksilikat-Marmorzug Sassetto-Alpe Rovina.
(Siehe auch rechte Seite des Profils C auf Fig. 21, S. 166.)

Profil A: Westlich Bocchetta di S. Antonio und nordnordöstlich Sassetto;
Länge: 150 m.

Profil B: In Runse westnordwestlich A. degli Orti; Länge: 200 m.

1. Oft enstatitführender Olivinfels
2. Vorwiegend schieferiger Amphibolit
3. Kalksilikatlagen
4. Flasergneiss Typ a und b
5. Marmorführende Bänder und Linsen
6. Olivinführender Chlorit-Grammatitfels
7. Kalifeldspatpegmatit

granat- und skapolitführender, lagiger Hornblende-Kalksilikatfels ansteht, der in Zeilen und Streifen sehr viel Quarz enthält. Bei einem andern Gestein kommt der Mischcharakter zwischen Kalksilikatbildungen und basisch-eruptivem Anteil gut zum Ausdruck:

An eine gewöhnliche Hornblende-Plagioklasschicht schliessen zwei Diopsid-Skapolithbänder an, die durch eine Lage aktinolithischer Hornblende, übergehend in grüne, getrennt werden. Dann folgt weiter fast ausschliesslich Hornblende Typ I und II—III, zwischen die sich Diopsidzüge einschalten. An vielen Stellen sind Übergänge Aktinolith $\rightarrow$ grüne Hornblende zu beobachten. Der Plagioklas hat im Kern An_{45-52} , am Rand An_{55-72} und ist beschränkt auf die Zone mit der grünen Hornblende.

Von hier weg zieht der Sassetto-A.-Rovina-Zug in eine tiefe Runse westnordwestlich der A. degli Orti. Das Profil B (S. 156) gibt Aufschluss über die geologischen Verhältnisse. Hier entdecken wir nun zwischen Amphiboliten bänder- und linsenweise fein- bis mittelkörnige, bis dm-breite Marmoreinlagerungen mit 60—90 Vol. % Kalzit, die manchmal quarzreich sind (25—35 %). Wir finden in ihnen als Neben- und Übergemengteile einen ugranditischen Granat, Biotit mit grünstichigem Pleochroismus, blassolivgrünen Phlogopit, der niedrigere Doppelbrechung als Biotit hat, Muskowit, Chlorit, Kalifeldspat, Diopsid, Epidot, Erz, Hornblende, Titanit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Skapolith und Plagioklas mit An_{28-43} , der teilweise skapolithisiert ist. Aus der chemischen Zusammensetzung des Plagioklases schliesse ich, dass Plagioklassubstanz in einer Spätphase aus den Amphiboliten, wo Andesin stabil ist, in den Marmor eingedrungen ist und sich nicht mehr umgesetzt hat mit dem Kalzit. Ein ganz ähnliches Verhalten ist auch dem Quarz zuzuschreiben. Eine Zunahme von Skapolith vergesellschaftet mit Quarz führt zu einem quarzreichen Skapolithmarmor, der, neben Diopsid, Hornblende und Granat auch Biotit führt. Der Granat erscheint vielfach in Skelettausbildung mit Begleitern wie Erz, Epidot, Skapolith, Hornblende, Plagioklas und Quarz, die teilweise auch in ihn eingeschlossen sind. In löcherigen Diopsiden hat sich Quarz angesiedelt. Auch Umwandlungen wie Pyroxen $\rightarrow$ aktinolithische Hornblende $\rightarrow$ grüne Hornblende sind zu erkennen.

Rücken wir von einem Amphibolit aus gegen eine Marmorlage vor, so kommen wir zuerst immer in ein relativ grobkörniges Diopsidband ($\pm$ Epidot) als Kontaktlage. Anschliessend daran kann eine epidotreiche Zone folgen, und erst dann erreichen wir den Marmor. Der Kalzit ist manchmal spät- bis postkristallin zerrieben, besitzt verbogene Zwillingslamellen und ist nicht mehr gut rekristallisiert. Zu diesem Zeitpunkt ist wohl auch die Quarz-, eventuell auch die Feldspatsubstanz eingesickert.

Sehr schöne Beispiele der bänderigen Lagerung von Amphibolit, Kalksilikaten und Marmor sind an diesen Aufschlüssen zu sehen. Immer wieder erkennt man die Übergänge Hornblende (im Amphibolit) -Diopsid, Epidot-Kalzit ($\pm$ Quarz). Wir beobachten beispielsweise zwischen den Kalksilikaten zerrissene, boudinierte Amphibolitlagen, deren Bruchstellen durch die umgebende, eingewanderte Diopsid-Epidotmasse verkleistert worden sind. Im Detail sieht ein Querschnitt durch solche Bänderlagen etwa folgendermassen aus (Bereich ca. 8 cm):

- Zone I: *Grüne Hornblende* (60%) und invers und normal zonare, klare *Andesine* mit An_{33-41} (40%). Viele kleine Titanite und wenig Erz. Mosaikstruktur. Kleine Schmitze mit Diopsid und damit verwachsenen Aktinolithstengel, Epidot, Plagioklas und Titanit.
- Zone Ia: Schmäler Streifen, gebildet durch *Andesin* in Pflasterstruktur.
- Zone II: Grosse Kristalloblasten von *Diopsid*, miteinander stark verzahnt ein zusammenhängendes Ganzes bildend; dazwischen und als Einschlüsse Epidotkörner; auch Plagioklas in Diopsid eingeschlossen. Gegen Zone III zu Flecke mit Skapolithtäfelchen.
- Zone III: *Kalkspat* mit zahlreichen Epidotkörnern. Untergeordnet fleckig auslöschender Mikroklin, wenig Quarz und Plagioklas, mehrere Erz- und Titanitkörner, etwas Diopsid.
- Zone IV: Pflaster von *Diopsid*porphyroblasten mit Epidotkörnern, alles miteinander verwachsen; darunter viele Titanitkörner und etwas Erz (ähnlich Zone II).
- Zone V: Dicht gedrängte, grobdiablastisch miteinander verwachsene *grüne Hornblende* mit mehreren Erzkörnern. Gegen die Grenze nach Zone IV zu Plagioklasbändchen mit bestäubten Körnern von An_{45-62} , darin viele Epidotkörner und einzelne Diopside.

Zone V deute ich als einen zu Hornblendefels umgeprägten, ultrabasischen Magmatit, der in Kontakt getreten ist mit ursprünglich kalkigmergeligem Sedimentmaterial (Zone I und III). Dafür sprechen Mineralbestand und Struktur des Gesteins, sowie der Plagioklas mit basischen Bereichen, der als Kontaktbildung aufgefasst werden kann. Im Verein mit der folgenden regionalmetamorphen Umprägung des ganzen Komplexes entstand nämlich aus einem ehemals homogen kalkreichen Kontaktplagioklas in Anlehnung an die Beispiele auf S. 151 ff. ein Andesin mit mehr oder weniger An-reichen Zonen.

Diese im Kleinbereich beobachteten Erscheinungen dürfen auch auf grössere Gesteinsverbände dieser Kalksilikat-Marmorvorkommen übertragen werden.

Der jetzt marmorführende Sassetto-Rovina-Zug streicht nun gegen S und steht in der nächsten Runse unter Schutt wieder an. Neben Kalk-

silikatlagen im Amphibolit mit z. T. bis 3 mm grossen Pyroxenen, entdeckte ich ein schönes Kontaktgestein Aktinolithfels/Marmor:

An die dichtgepackten, subparallel gerichteten Aktinolithen stossen bis mehrere mm grosse Diopside an, die diese Parallelanordnung eindrücken und einpressen, ähnlich wie die Andesine der Pegmatitlinsen die umliegenden grünen Hornblendestengel. Am Kontakt liegen rutileinhüllende Titanite. Hinter diesem Pyroxenwall erstreckt sich eine Zone mit Klinozoisit ($2A^+$), etwas Epidot ($2A^-$) mit stechend gelben Interferenzfarben. Dazwischen erscheint bestäubter Bytownit, der schlecht verheilte Rupturen und krumme Zwillingslamellen zeigt und etwa einmal Epidoteinschlüsse führt. Häufig ist er von einer beginnenden Skapolithisierung befallen. Neben Titanit hat es noch Apatit. Daran anschliessend folgt eine Zone mit hauptsächlich Kalkspat. Darin erscheint Skapolith, teilweise als Pflaster, und eingesprengt sind Körner von Titanit, Diopsid, Erz, Quarz, Kalifeldspat, vereinzelte grüne Hornblendestengel und wenige olivgrüne Biotitblättchen. Eine Hohlraumfüllung, wahrscheinlich ein hydrothermales Zersetzungsprodukt von Diopsid, kann man zwischen den Diopsidporphyroblasten beobachten. Es ist tafeliger Chabasit mit Felderteilung: $n = \text{ca. } 1,48$, optisch $1A^-$ (eventuell leicht $2A^-$), geringe Doppelbrechung und gerade Auslöschung.

Der Sassetto-Rovina-Zug macht die Intersektion im Valle degli Orti mit, die Marmore verschwinden und die Kalksilikate treten zurück. Südlich der A. Rovina sotto jedoch, etwas oberhalb des Weges, stehen in einer Runse wieder flachliegende Bänke löcheriger Kalksilikatgesteine an. Schliesslich muss der gleiche Horizont östlich dieser Alp durchstreichen, um sich dann weiter in dieser Richtung in der Ribellasca steilzustellen, wo er aber nicht mehr erfassbar ist. Im Schutt des Tobels ostnordöstlich unterhalb der A. Rovina sotto fand ich einen erzführenden, ungleichkörnigen Diopsid-Aktinolithfels mit wirrer Struktur:

Ein ca. 4 cm breites Diopsidband ist in einen Aktinolithfels eingelagert. Zwischen den Diopsiden hat es Nester und Schmitzen aus Aktinolith, sowie spärliche, bestäubte Bytownite mit unvollständig rekristallisierten Rissen. Hie und da durchwachsen sich Diopsid und Aktinolith. Der letztere hat teilweise farblose Grammatitflecke. Hohlräume sind mit Quarz gefüllt.

Gehen wir nochmals zur Lokalität nordnordöstlich des Sassetto zurück. Von hier aus streicht der Kalksilikatzug dem Osthang des Riale Marco entlang, meist mit Schuttbedeckung, und verschwindet direkt im Liegenden der Flasergneissplatte des Sassetto. In einer Runse südwestlich dieses Gipfels konnte ich noch kalzitführende Gerölle sammeln.

b) Marmorlinse östlich Cima di Caneto

Der Unzugänglichkeit des Geländes wegen konnte ich nicht zum Anstehenden gelangen. Aber in einer Runse direkt unmittelbar darunter sammelte ich zwei Muster. Es besteht somit kein Zweifel darüber, dass

eine solche Marmoreinlagerung zwischen Amphibolitlagen, Zweiglimmergneissen und -schiefern existiert.

Beim einen Handstück handelt es sich um einen stark quarzführenden Marmor mit viel Epidot. Als Übergemengteile erscheinen Titanit, Biotit, grüne Hornblende, Apatit und ein basischer Plagioklas (Grenze Labrador/Bytownit). In einzelnen Zonen deuten zerriebene Kalkspate auf eine spät- bis postkristalline Durchbewegung, in deren Verlauf, wie schon einmal bemerkt, die Quarzsubstanz anscheinend eingedrungen ist. Im andern Muster haben wir ebenfalls einen Marmor vor uns, der ca. 35% Quarz führt. In einem schmalen Band erscheint weitgehend kataklasierter Kalzit. Anschliessend folgt eine Zone mit Kalkspat und Quarz, dazu Epidot, Phlogopit, Titanit, Erz und aktinolithische Hornblende, die aus Diopsid entstanden ist. Diopsid ist in einer nächsten Lage mit Aktinolith und Epidot verwachsen. Dazwischen liegen Bytownite, die im Quarz verstreut sind und unvollständig verheilte Deformationsspuren erkennen lassen, während der Quarz frisch erscheint. Dieser stammt offenbar aus einer konkordant angrenzenden, symplektischen Ader.

Im Horizont dieser kleinen Marmorlinse könnten weiter westlich noch einige untergeordnete Einlagerungen folgen, da ich im Scaronibach noch ein löcheriges Geröll eines kalzitführenden Gesteins gefunden habe.

c) Marmorführender Zug Valle degli Orti-Ribellasca

In diesen beiden Tälern sind in den Bachbetten cm-breite Lagen weissen Marmors aufgeschlossen, die im gleichen geologischen Horizont liegen und miteinander verbunden werden dürfen. Zwischen diesen beiden Lokalitäten jedoch konnten der wenig guten Aufschlüsse wegen keine komplettierenden Funde gemacht werden. Auch weiter gegen E, bei Borgnone und Verdasio, habe ich keine zusätzlichen Anhaltspunkte. Westlich des Valle degli Orti konnte keine Fortsetzung dieses Zuges gefunden werden. Er streicht ins Liegende des mächtigen Flasergneissblockes der Ziccher-Sassone-Decke. Bei diesen beiden Vorkommen handelt es sich um äusserst schwächte Marmorlagen, die, in zwei oder drei mehrere cm breite Bändchen, in eine überaus eng wechsellagernde Serie von Amphiboliten, Hornblende- und Biotit-Plagioklasgneissen mit leukokraten, aplitisch-pegmatitischen Streifen eingezwängt sind.

Im Valle degli Orti führt der mittelkörnige, spätiige und reinweisse Marmor bei guter granoblastischer Mosaikstruktur neben Kalzit als Hauptgemengteil noch Diopsid und Grammatit. Dieser scheint teilweise auf Kosten des Pyroxens entstanden zu sein, da er ihn oft quer durchschlägt. Es tritt auch Quarz auf und ein bytownitischer Plagioklas und untergeordnet Titanit, Kalifeldspat und Apatit. Feine Bruchlinien zeugen von spättektonischer Bewegung.

Im konkordant anschliessenden Kontaktgestein finden wir neben wenigen Diopsid- und Granatkörnern, Epidot und grüner Hornblende (beide ca. 10% ausmachend) eine später gebildete Quarzschliere. Zwischen den Quarzkörnern liegen Biotitblättchen und Reste basischen Plagioklases (An_{66-80}), die z. T. nachträglich von Epidot ummantelt wurden. Es ist dies also ein spätkristallin quarzdurchtränkter Marmor/Hornblendegneisskontakt mit kalksilikatischer Zwischenlage. Die Kontaktzone ist ungefähr 5 cm mächtig.

An einem andern Marmorkontakt in der Nähe finden wir folgendes:

Zone I: Aufgebaut durch Kalkspat mit Grammatitprismen und Muskowitblättchen.

Zone II: Pflaster von Diopsidporphyroblasten und grossen Plagioklasen (An_{75-76}). Letztere sind teilweise sehr stark verzahnt und durchwachsen einander, jene werden zuweilen von Grammatitstengeln durchkreuzt. Risse in den Plagioklasen sind manchmal ausgeheilt durch Kalkspatsubstanz, die noch spätkristallin mobil war. Einige Titanitkörner sind eingesprengt.

Zone III: Kleinkörnige Diopsidkörner sind eingestreut in eine sehr feinkörnige bytownitische Grundmasse. Dazwischen erscheinen auch etwas grössere Plagioklase. Viel Titanit ist in Einzelkörnern enthalten. Kalifeldspäte liegen verteilt im Diopsid-Plagioklasengewebe. In diese Zone ist Kalifeldspatsubstanz infiltriert, die von der nächst konkordant anschliessenden Lage stammt, einem Flaserigneiss Typ c. Sie ist bis gegen die Zone II vorgedrungen. An der Grenze zum Flaserigneiss kommt mit Bytownit und Kalifeldspat eine erste Biotitlage vor.

Im Aufschluss in der Ribellasca treffen wir in ähnlich schmalen Lagen einen etwas feinkörnigeren Marmor, der quarz- und feldspatfrei ist. Dafür führt er Einzelkörner von Forsterit und Diopsid. Dieser ist auch in kleinkörnigen Nestern angereichert. Auch Tremolit kommt so vor, begleitet von Diopsid. Anreicherungen von Muskowitblättchen erscheinen, während Klinochlor und Phlogopit nur vereinzelt vorhanden sind. Erz tritt in einigen Körnern auf. Als Besonderheit muss ich *Klinohumit* erwähnen, der in feinkörnigen Kornagglomeraten, inmitten von Kalzit in Diopsidzwickel eingestreut, sporadisch vorkommt. Er fällt durch seinen Pleochroismus goldgelb bis bräunlichgelb/blassgelb bis farblos auf und besitzt Zwillingslamellen mit der Verwachsungsfläche (100). Die Messungen am U-Tisch ergaben:

Achsenwinkel $2V_z$	Auslöschungsschiefe n_x/c
71—72°	14
77°	14

F. J. TURNER (1954, S. 189f.) führt die Humitminerale bei hochgradiger Kontaktmetamorphose von Kalken und Dolomiten (arm an SiO_2) auf. A. HARKER erwähnt sie unter pneumatolytischen Prozessen (Einführung von Fluoriden) bei Kontaktmetamorphose und bezeichnet den Klinohumit als selten. In den Mar-

moren im Gebiet des Novate-Granits am Lago di Mezzola hat E. REPOSSI (1916) ebenfalls Humitmineralien entdeckt. Diese Funde wurden von E. WENK (mündl. Mitteilung) bestätigt. In den „Calcifiri di S. Giorigio di Novate“ erwähnt REPOSSI (S. 143) Klinohumit mit einem Auslöschungswinkel von $8-10^\circ$.

Die Marmorlagen in der Ribellasca haben Amphibolit als Nebengestein. Die Kontakte sind wieder analog denjenigen in der Runse westlich der A. degli Orti.

In einem Schliff (siehe Abb. 1) erkennen wir einen feinkörnigen Amphibolit mit einem feinbestäubten Plagioklas mit An_{68-69} und Rändern von An_{58-59} , der oft von Titaniteinschlüssen erfüllt ist. Dann folgt ein schlieriges Andesinpfaster aus frischen, größeren Polygonalkörnern mit einem An-Gehalt von An_{43-48} . Ein fluidales, kompaktes Gebilde aus Diopsid, das in unbedeutender Menge Aktinolith und Kalzitschmitzen enthält, schliesst sich an. Nochmals verfingernt sich hernach ein Andesinagglomerat mit dem Diopsid, welches übergeht in ein feinkörniges Gemenge, bestehend aus basischem Plagioklas und Quarz mit grüner Hornblende, Diopsid, Erz und Titanit. Dann folgt das Marmorband. Der Aktinolith enthält Felder, die bereits den Chemismus der grünen Hornblende haben.

Wir treffen auch hier wieder zwei Plagioklasgenerationen. Eine ältere, basische steht in direktem Zusammenhang mit Kontaktbildungen Amphibolit/Marmor (vgl. S. 161) und wurde in regionalmetamorphen Spätphasen lediglich rekristallisiert und z. T. gegen Andesin zu umgeprägt, da ich annehme, dass ursprünglich Bytownit vorgelegen hat. Eine zweite, aus reinem Andesin bestehende Generation erschien erst in diesen Spätphasen und wanderte als stabiles pegmatitisch-aplitisches Produkt aus dem Nebengestein in die Kontaktzone ein.

d) Spezielle Gesteine

Zum Schluss dieses Kapitels möchte ich noch zwei bis jetzt unerwähnte Kalksilikatgesteine aufführen. Es sind dies *Epidot-Hornblende-* und *Epidot-Aktinolithfelse*. Beide kommen in den Kontaktzonen der Olivinfelse vor.

Z. B. südsüdöstlich Cima di Caneto (siehe Profil E, S. 166) finden wir ein Gestein mit aktinolithähnlicher Hornblende, die teilweise sehr blassgefärbte Zonen besitzt, südsüdwestlich Pzo. Formalone (siehe Profil D, S. 166) ein solches mit eher grüner Hornblende (Typ II bis III). Zu einem Drittel bestehen diese Gesteine aus Epidot (untergeordnet Klinozoisit), der teilweise in Adern und Schnüren angereichert ist, zu zwei Dritteln aus Hornblende. In Anhäufungen erscheint Titanit. Erz ist in Körnern eingesprengt. Plagioklas findet sich äusserst spärlich. Es ist ein Andesin mit bytownitischen Zonen. Dort wo die Mineralien zu Zonen gesondert sind, ist die Struktur fleckig; grobdiablastisch, wo sie in Stengeln und Körnern einander durchwachsen.

C. ZUSAMMENFASSUNG, GENETISCHES, ALTERSFRAGEN

Die vorigen Abschnitte A und B zeigen, dass wir einerseits Amphibolite finden, welche in schmalen Lagen und Schnüren, manchmal knotig bis linsig, Kalksilikate führen; andererseits erkennen wir in ganz bestimmten Horizonten eine Häufung der Kalksilikatgesteine, manchmal verbunden mit Marmor. Wir können solche Anreicherungen in Züge zusammenfassen. Im Sassetto-Rovina-Zug finden wir zuweilen interessante Kontaktbildungen zwischen ultrabasischen Gesteinen (z. B. Aktinolithfelse, Hornblendefelse) und Kalksilikatgesteinen verbunden mit Marmor. Wir entdecken Kontaktgesteine wie Epidot-Aktinolith- und Epidot-Hornblendefelse. Im marmorführenden Zug Valle degli Orti-Ribellasca treten Kontakte mit Gneissen und Amphiboliten bis Hornblendegneissen auf.

Es bestehen Kalksilikat- und Marmorkontakte, sowie lagige bis linsige Kalksilikateinlagerungen in Amphibolit, die von Bytownit begleitet sind; ferner solche mit Plagioklasen, die normal zonar, invers zonar und asymmetrisch zonar variieren von Andesin bis Labrador/Bytownit. Und schliesslich kommen manche vor, die in einer Spätphase der Kristallisation gebildeten, ziemlich reinen Andesin, oft in schöner Pflasterstruktur, enthalten. Wir beobachten wie Epidot auf Kosten von kalkreichem Plagioklas und Diopsid entstehen kann. Aus diesem entsteht manchmal Aktinolith, der zuweilen in grüne Hornblende übergeht. Skapolithisierung, die man meist an basischem Plagioklas erkennt, ist ziemlich verbreitet. In der Nähe von Gneissen erscheinen zuweilen Quarz und Kalifeldspat; jener oft zufolge spät- bis postkristalliner Durchbewegung und Kluftbildung.

Auf Grund meiner Beobachtungen nehme ich an, dass das ophiolitische Magma in kalkige, sedimentäre Gesteine eingedrungen ist, eine Kontaktmetamorphose erzeugt hat, und das Ganze darauf durch die alpine Regionalmetamorphose umgeprägt wurde. Die Kontakte wurden grösstenteils zerrissen und intensiv überprägt. Metamorphe Differentiation schuf das vielfach schmallagige Auftreten der Kalksilikate in Amphiboliten. Einzelne Kontakte, besonders im Sassetto-Rovina-Zug im tektonisch Hangenden der Amphibolitmasse A. Marco-A. Rovina, blieben weitgehend erhalten und wurden lediglich um- und rekristallisiert. Kleinere schwimmen noch als reliktsche Bruchstücke in gewöhnlichen Amphiboliten (siehe S. 151 ff.). Am Marmorzug Valle degli Orti-Ribellasca und bei der Marmorlinse östlich der Cima di Caneto beobachtete ich keine Gesteine, die mit einiger Sicherheit basischen oder ultra-

basischen Eruptiva zugeschrieben werden könnten. An diesen Orten hat Regionalmetamorphose direkt die Kontakte erzeugt.

Sichere Aussagen über das Alter, besonders was das Mesozoikum betrifft, sind in meinem Untersuchungsgebiet schwierig zu machen. Charakteristische mesozoische Serien fehlen. R. FORSTER (S. 458) legt den metamorphen Sedimenten der Zonen von Cardada und Contra-Vallone aus faziellen Analogien mit den sedimentogenen Gesteinen des Castione- und Sasso-Marcio-Zuges und weil sich jene zwei Zonen gegen Bellinzona fortsetzen, mesozoisches Alter zu. Die Zone von Contra verläuft über Vallone gegen das Gebiet nördlich Intragna und Verdasio, wo sie stets schmaler wird und stellenweise aussetzt. Im Riale di Verdasio deuten die am nördlichsten liegenden Amphibolite und Paragneisse ihr Vorkommen an. Diese Zone verschmilzt also mit der Orselina-Serie. Schliesslich gehen im E beim Verzascatal-Ausgang Orselina-Zone und Zone von Contra ineinander über. Dies bedeutet nun, dass die Orselina-Serie in Beziehung gebracht werden kann mit offensichtlich mesozoischen Metamorphiten der Nord-Zone von Bellinzona. Es kann daher mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit dem marmorführenden Kalksilikatzug Sassetto-Rovina, der Marmorlinse östlich der Cima di Caneto und dem Marmorzug Valle degli Orti-Ribellasca ein mesozoisches Alter zugesprochen werden.

Als wertvoll erachte ich einen Vergleich mit den Vorkommen basischer und ultrabasischer Eruptiva des Simplongebietes, die H. PREISWERK (1907) beschrieben hat. Dieser Autor zeigt an Hand von mehreren anschaulichen Beispielen, dass diese mesozoischen, metamorphen Ophiolithe im Simplongebiet in einem ziemlich eng begrenzten stratigraphischen Niveau auftreten, nämlich nahe der Basis der jurassischen Kalkschiefer im Hangenden der Trias oder in den obersten Triasbänken. Nach den Beschreibungen handelt es sich um epimetamorphe Zonen, eventuell auch um Übergangszonen Epi/Meso. Vor allem wird Albit erwähnt, seltener saurer Oligoklas. Übertragen wir PREISWERKS Erkenntnisse auf die mesometamorphe Ziccher-Sassone-Decke und studieren wir die Profile A und B in Fig. 20, so stellen wir folgendes fest: Im stratigraphisch Hangenden der Flasergneisse erscheinen mit Amphiboliten Kalksilikategesteine und stellenweise Marmore. Es ist der Sassetto-Rovina-Zug. Daran anschliessend folgen schieferige Amphibolite mit Einlagerungen von ultrabasischen Gesteinen, die ich, wie erwähnt, als mesometamorphe Ophiolithe betrachte. Schliesslich folgen auf diese (siehe Fig. 21, Profil C, S. 166) Granatglimmerschiefer ($\pm$ Staurolith), vermischt mit hellen Biotit-Muskowitgneissen (Typ e) und den Flasergneisstypen a und c. Ich

bin der Meinung, dass wir hier einen Analogieschluss ziehen dürfen. Es ist möglich, dass es sich beim Sassetto-Rovina-Zug um die überaus schwächtigen Reste von Triasmarmor handelt. Damit entsprächen die metamorphen Ophiolithe der Orselina-Serie zeitlich den von PREISWERK im Simplongebiet beschriebenen und sind also an der Grenze Trias/Jura eingedrungen. Sie bewirkten, wie schon vorher auseinandergesetzt, Kontaktbildungen, die alpin durch eine mesothermale Regionalmetamorphose umgeprägt wurden. Die Granatglimmerschiefer ($\pm$ Staurolith) schliesslich könnten, allerdings mit Vorbehalt, als hochmetamorphe Repräsentanten tonig-sandiger Bündnerschiefer gelten.

Ich bin der Ansicht, dass die Biotit-Plagioklasgneisse, die Hornblendegneisse und ein Grossteil der Zweiglimmerschiefer mit einer gewissen Anzahl von Amphiboliten als alte prätriadische Sedimente zu betrachten sind, die die Hüllen der präalpinen, granitischen Flasergneisse gebildet haben.

8. Olivin- und Strahlsteinfelse bis -schiefer, Talk-Chloritgesteine

A. GEOLOGISCHE LAGERUNG UND VORKOMMEN

Diese haben ihr markantestes und mächtigstes Vorkommen südlich des Pizzo Formalone und an der Cima di Caneto. Weitere Linsen erscheinen südwestlich der Cima Trubbio, im Scaroni-Talkessel, bei Eglio, in Runsen südwestlich und westlich der Alpe degli Orti, hinter Borgnone, an der Centovallistrasse östlich Camedo, südwestlich und nordöstlich von Verdasio. Strahlsteinfelse oder Talk-Chloritgesteine allein liegen südwestlich des Sassetto, in der Runse westlich Alpe degli Orti und südlich Sertore. Ausserhalb meines Untersuchungsgebietes treten in der Orselina-Serie noch weitere Olivinfelskomplexe auf mit genau den gleichen Charakteristika, so z. B. im Tale des Melezzo occidentale bei Coimo und nördlich Corcapolo im Centovalli. Sicher existieren noch mehr. In meinem Untersuchungsgebiet sind auf der Karte von C. PORRO (1896) und auf Blatt Domodossola der italienischen geologischen Karte (1913) einige weitere kleine Linsen eingezeichnet, denen ich vergeblich nachgegangen bin.

Alle diese Vorkommen sind in Form von ausgezogenen Linsen oder in laminierten Lagen konkordant der Orselina-Serie einverleibt. Z. B. an der Cima di Caneto beobachtet man, wie gegen die Tiefe zu diese Komplexe sich zuspitzen und in den schieferigen Amphibolitmassen auskeilen. S. TRAVERSO (1895, S. 219) schreibt dazu:

„In profondità il grande ammasso di rocce verdi è strozzato, specialmente verso il versante svizzero“ (gegen E).

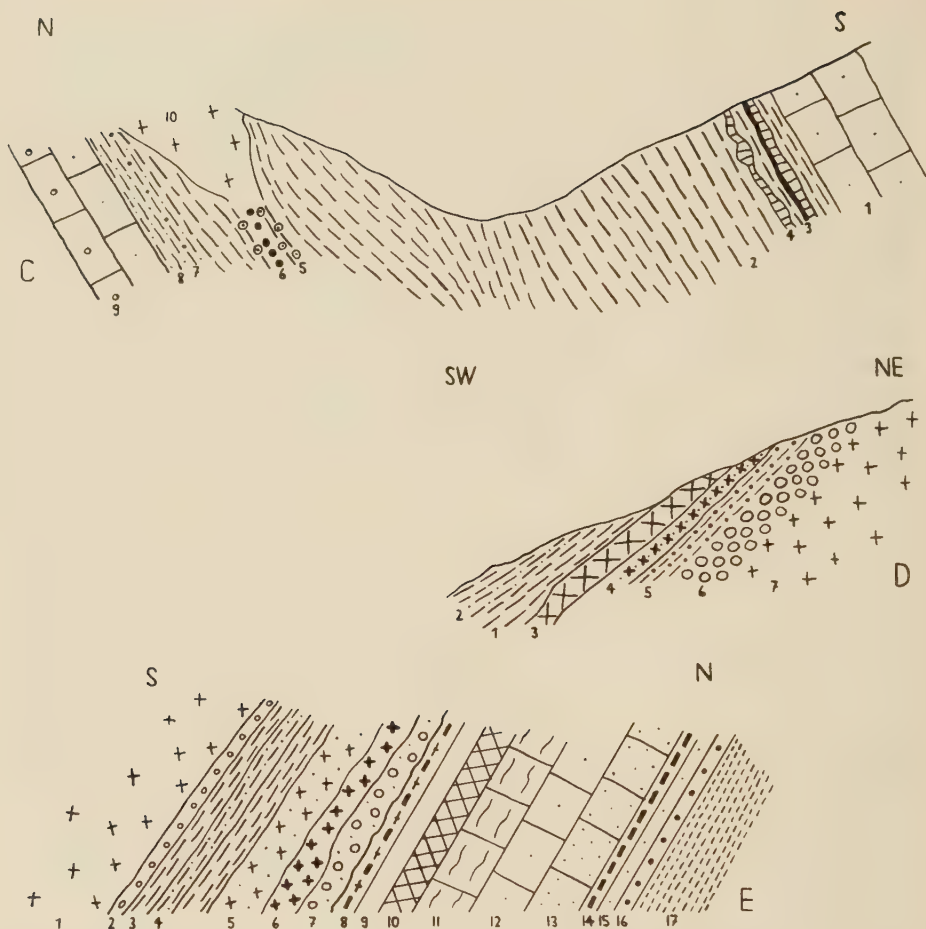


Fig. 21. Detailprofile durch die Olivin- und Strahlsteinfelsvorkommen und deren Kontakte bei der Cima di Caneto und beim P. Formalone.

Profil C: Südwestlich Cima di Caneto am Weg A. Lanca-Monte Ziccher;
Länge: 200 m.

1. Flasergneiss Typ a und b
 2. Vorwiegend schieferiger Amphibolit
 3. Marmorführende Bänder
 4. Kalksilikatlagen
 5. Laminiertes aktinolithführender Amphibolit
 6. Strahlsteinschiefer
 7. Biotitschiefer
 8. Zweiglimmerschiefer ($\pm$ Granat, Staurolith)
 9. Muskowitgneiss, biotitführend (Flasergneiss Typ e)
 10. Olivinfels, manchmal enstatitführend
- (Fortsetzung der Legende S. 167)

Es sind ganz bestimmt sekundär während der Hauptalpenfaltung verfrachtete und regionalmetamorph geprägte ultrabasische Intrusivmassen. Zu diesem Ergebnis kommt man, wenn z. B. die Strukturen dieser Gesteine im Felde studiert werden. Strahlsteinfelse und talkige Gesteine, welche die Hüllzone der Olivinfelse teilweise aufbauen, sind an gewissen Stellen intensiv zu den absonderlichsten Knitterformen verdreht und zerknetet, deren Achsen mit den Walzen, Faltenachsen und Elongationen der umliegenden schieferigen Amphibolite vorwiegend übereinstimmen. Lassen wir TRAVERSO zu Worte kommen, der u. a. über Deformationen am Olivinfelskomplex bei der Bocchetta di S. Antonio referiert (S. 219):

„È massiccia e corrosa all'esterno, con solchi ondulati e granulazioni, che presentano i più bizzarri disegni. Contiene molto asbesto in scaglie o fibre intrecciate,

(Fortsetzung der Legende von Fig. 21).

Profil D: Südsüdwestlich P. Formalone; Länge 50 m.

1. Schieferiger Amphibolit
2. Schieferiger, aktinolithführender Amphibolit
3. Epidot-Hornblendefels
4. Hornblendefels
5. Aktinolith-Chloritschiefer, erzführend
6. durchbewegter Grammatitfels, erzführend
7. Olivinfels

Profil E: Alpe di Caneto, südsüdöstlich Cima di Caneto; Länge: 20 m.

1. Chlorit-Olivinfels, grammatit- und erzführend
2. Strahlsteinschiefer
3. Schieferiger Amphibolit mit Titanit, Erz und Rutil, z. T. B-Tektonit
4. Schieferiger aktinolithführender Amphibolit mit Labrador bis Bytownit
5. Talk-Chlorit-Olivinfels, Anthrophyllit und Breunerit führend
6. Epidot-Aktinolithfels, titanitführend
7. Aktinolithfels
8. Cummingtonit und grüne Hornblende führende Quarz-Plagioklasbänder
9. Quarz-Plagioklasbänder
10. Amphibolit mit Titanit, Rutil und Erz
11. Feinflaseriger Biotit-Muskowitgneiss (Flaserigneiss Typ e)
12. Flaserigneiss Typ a bis b
13. Sehr feinkörniger Biotit-Alkalifeldspatgneiss (Flaserigneiss Typ c)
14. Biotit-Hornblendegneiss
15. Quarz-Plagioklasader, biotitführend
16. Biotit-Plagioklasgneiss, granat- und hornblendeführend
17. Zweiglimmerschiefer ($\pm$ Granat, Staurolith)

} mit Kleinfältelung

e include masse lenticolari verdastre e talcoidi. (Queste rocce) ...vi assumono uno sviluppo imponente... Vi si hanno forme di serpentina talcoide... ed esempi splendidi di laminazione e deformazioni meccaniche. Nella serpentina corrono infinite e lunghe fibrille compresse, a intrecci e in fasci, di asbesto, disposte a zone presso il contatto o sul contatto stesso dell'anfibolite, o sparse in accentrizzazioni amigdaloidi di materiale cloritico.“

Wir sehen also, dass zumindest in den Randpartien teilweise ähnliche Deformationsspuren auftreten wie in den umliegenden schieferigen Amphiboliten. Der Aufbau dieser basischen Gesteinsmassen ist im allgemeinen folgender: Im Zentrum haben wir einen weniger laminierten, recht massigen Olivinfels. Gegen aussen zu werden die Verschieferungen und Knetungen intensiver und können ein Maximum erreichen in den gegen Amphibolite stossenden Partien, die hauptsächlich aus asbest- und talkführenden Strahlsteinfelsen und -schiefern sowie aus strahlsteinhaltigen Chlorit- und Talkschiefern bestehen. Daneben können bereits diskutierte Gesteine auftreten, wie Hornblendefelse mit grüner Hornblende (meist Typ II) oder massige Amphibolite. Doch meist schliessen sich direkt gewöhnliche Amphibolite an, die oft verschiefert sind und z. T. Aktinolith enthalten. Diese sind manchmal verbunden mit Zweiglimmerschiefern und führen oft Kalksilikateinlagerungen; selten treten in ihnen Fleckenamphibolite (S. 143) auf. Zuweilen stossen Olivinfelse, sogar direkt an Flasergrneisse wie auf Profil A (Fig. 20, S. 156) ersichtlich ist. Da jedoch die primären Kontakte regionalmetamorph verwischt sind, erscheinen solche Verhältnisse gar nicht abnorm, und auch der oben beschriebene schalige Aufbau braucht nicht streng zu gelten. Kleinere Partien der ultrabasischen Intrusiva, wie sie vor der letzten metamorphen Überprägung bestanden, konnten sich loslösen oder wurden abgeschert und bauten sich, mehr oder weniger laminiert, als Lage meist zwischen Amphiboliten ein.

Im übrigen lasse ich hier einige Profile folgen, die über die Kontaktverhältnisse Aufschluss geben mögen (Fig. 21). Profil C stammt vom Weg A. Lanca-Monte Ziccher südwestlich Cima di Caneto, Profil D ist südsüdwestlich Pzo. Formalone aufgenommen und Profil E erläutert einen Aufschluss bei der A. di Caneto südsüdöstlich Cima di Caneto.

Als klassische Arbeit über ultrabasische Gesteine im Kanton Tessin ist diejenige von L. HEZNER (1909) über den „Peridotit von Loderio“ zu erwähnen. Z. T. ähnliche Gesteine wie die im hier vorliegenden Kapitel besprochenen hat E. DAL VESCO (1953) von der Kette Gaggio-Basal zwischen Valle Verzasca und Valle Leventina beschrieben.

B. GESTEINE

a) Olivinfelse ($\pm$ serpentiniert und verschieft)

Die Textur ist massig und mehr oder weniger durchgreifend laminiert. Der Olivinegehalt schwankt zwischen 15 und 90 Vol. % (meist 30—50 %). Es handelt sich durchwegs um *Forsterit*, der meist in mm-grossen, runden Körnern, einzeln oder in Gruppen, im Schliff verteilt ist. Gewöhnlich wird er unter Erzausscheidung von feinfaserigem *Chrysotil*, der aderartig in Maschenstruktur die Körner durchdringt, mehr oder weniger zersetzt. Grosskörner werden in Einzelteilstücke zerlegt. Aber in den meisten Fällen erkennt man noch deutlich die Olivinkörner. Die Intensität der Zerlegung und Zersetzung wechselt von Schliff zu Schliff, von Ort zu Ort. Beim *Chrysotil* handelt es sich meist um die α -Form mit $2V_x = 30 - 40^\circ$ und negativer Hauptzone in der Faserrichtung. Die Farbe wechselt von sehr blassgelben, fast farblosen Tönen über stroh- und honiggelb bis bräunlich zu gelbgrün und orange gelb. Der Pleochroismus variiert zwischen solchen blassen und einer eher gefärbten Abstufungen. Untergeordnet wurde auch die γ -Form gefunden mit positiver Elongation und positivem $2V$. In dichten, feinfaserigen Rasen ist der α -*Chrysotil* $\pm$ senkrecht zu den Wandungen in den Maschen angelagert, die in ihrem Umfange wechseln von dicken, wulstigen Strängen bis zu einem differenziert verzweigten Netz- und Adergewebe. Zuweilen erkennt man, dass der *Chrysotil* an den Wandungen der Adern anders gefärbte, längsverlaufende Zonen hat (z. B. gelbbraun) als in der Mitte des Ganges (z. B. schwach gelblich). Dies deutet auf eine verschiedene Orientierung der Fasern, d. h. auf ein anderes Wachstumsstadium hin. Im Zentrum der blassgelblichen Zone, also in der Mitte der ganzen Ader, zieht sich ein feiner Erzfaden hin, bestehend aus winzigen Körnchen. Auch um kleinere Olivinkörner, oder um abgetrennte Einzelstücke eines grossen, kann man einen konzentrischen, gelbbraunen *Chrysotilsaum* erkennen, der abgelöst wird durch eine ausgedehntere Zone gelblichen *Chrysotils*.

Als wichtige Gemengteile sind zwischen die Olivinkörner *Talk* und *Klinochlor* eingebettet, die meist miteinander verwoben sind und Erzkörner enthalten. Tafelige und blätterige Aggregate aus *Talk* liegen in den manchmal schuppigen, nest- und zwickelweise gehäuften Blättchenmassen von *Klinochlor*. Auch Einzelfolien des letzteren sind eingestreut in *Talk* und andere Gemengteile. *Talk* kann fehlen, *Klinochlor* ist Durchläufer, wenn auch zuweilen in recht untergeordneter Menge. Vereinzelte Beobachtungen lassen eine Umsetzung von Olivin in *Talk* vermuten.

Als nächstes Mineral, das in seiner Häufigkeit stark schwankt, manch-

mal fehlt, dann wieder als Hauptgemengteil mit Olivin zusammen vorkommt, ist *Grammatit* zu erwähnen. In Säulchen, schilfigen und strahligen Asbestfasern und verschiedenen langen Stengeln (bis 4 mm), einzeln und gebündelt, tritt er oft wirr gelagert auf. In solchen Formen durchwächst er hie und da, kreuz und quer durchschlagend, den Olivin. Man erkennt, dass Chrysotiladern und -wülste in vielen Fällen auch die Grammatitstengel im Olivin durchfressen haben. Zuweilen ist der Grammatit angereichert bei zerfallenem Olivin, von dessen Existenz nur noch Erzhäufchen in einer serpentinisierten Masse zeugen. In einem Schliff konnte ich beobachten, wie Grammatitprismen vertalkt wurden: Stengel- und Prismenendteile, sowie grössere und kleinere Zonen im Innern dieser Mineralien sind mit Talk erfüllt. Am Kontakt Grammatit/Talk konnte ich eine zackige Verfingerung feststellen. Häufig ist ersichtlich, dass diese Umwandlung von Spaltrissen und Klüften aus vorwärtsschreitet. Ihr Endprodukt ist dann eine prismatische und stengelige Pseudomorphose von Talk nach Grammatit. Seltener als dieser ist der ebenfalls farblose *Anthophyllit* mit $2V_x = \text{ca. } 70^\circ$, was auf ein Mg-reiches Glied schliessen lässt (nach der Tabelle von TRÖGER, 1952). Auch dieses Mineral kommt in schilfig-nadeligen, langstrahligen Stengelbündeln, die aber gerade auslöschten, vor. Es hat also den gleichen Habitus wie Grammatit, mit dem zusammen verwachsen oder ihn durchlagend es auftreten kann. Oft liegen die ausfasernden Stengel und Nadeln quer zur Laminierung beim Olivin, den sie auch bisweilen durchkreuzen oder keilförmig durchdringen. Bemerkenswert ist dann das Verhalten der Chrysotiladern. Einige durchstossen den Anthophyllitstengel ohne weiteres, andere bohren sich von beiden Seiten in ihn ein und verzweigen sich an ihrem Ende zu feinen, kurzen Fäden, ohne die farblose Hornblende zu durchbrechen. Talk und *Antigorit*blättchen können als Zersetzungsprodukte hie und da in Querschnitten der Anthophyllitprismen eindringen und eine Verdrängung einleiten. Der eben erwähnte Antigorit kann sich mit wechselnder Häufigkeit als Nebengemengteil in den Olivinfelsen vorfinden. Dieses Mineral kommt in fast ganz farblosen, schmalen Blättchen und Schuppen von grauer Interferenzfarbe, manchmal in verschiedenen grossen Anhäufungen vor. Es besitzt positive Elongation, ist $2A^-$ mit einem Achsenwinkel um 30° , hat kleineres n als Klinochlor und ist oft verwoben mit diesem. Ich habe Antigorit auch in längeren, lanzettartigen Blättchen beobachtet, die quer durch Olivinkörner schlagen. Wahrscheinlich wurde Grammatit durch ihn zersetzt, was zu einer Pseudomorphose führte. Auch mit etwas Klinochlor zusammen habe ich sporadisch Antigoritblättchen in Olivin erkannt. Hier schliesse ich auf eine direkte Zersetzung dieses Minerals

durch den Blätterserpentin. Faserserpentin stellt jedoch das weitaus häufigste Zersetzungsprodukt aus Olivin dar. Hie und da kommt der Antigorit in ausgezogenen Strähnen vor, meist in Nestern und intersertalen Zwickeln oder in wenigen faserigen Blättchen in einer Grundmasse von Klinochlor. Einzelne Blättchen sind halb Antigorit, halb Klinochlor. Vielleicht verdrängt jener das letztere Mineral.

In den kleineren Olivinfelslinsen der steilstehenden Orselina-Serie bei Eglio südwestlich Verdasio, nördlich Corcapolo und östlich Camedo tritt der Olivin praktisch unzersetzt in feinkörniger Mosaikstruktur auf, sporadisch mit grösseren Körnern abwechselnd (siehe Abb. 4). Dazwischen liegen vor allem Grammatitstengeln und eingesprengte kleine Zwickel von Klinochlorblättchen. Dagegen erscheinen in den Olivinfelsen der flachliegenden Teile der Ziccher-Sassone-Decke oft mittel- bis grobkörnige Olivinkörner, die hier recht stark, dort wieder sehr wenig serpentiniert sind. Es ergibt sich hie und da eine zonenartig aufgeteilte, merismische Struktur: $\pm$ serpentinierte Olivinkörner bilden eine Vergesellschaftung; dazwischen liegen mehr oder weniger ausgedehnte Zonen mit Klinochlor und Talk, die manchmal eine Grundmasse bilden, oder grammatitreiche Bezirke. Tektonisch und genetisch interessant (siehe S. 213f.) ist ein Fund eines Olivinschiefers am äussersten Ost-Ende der Antrona-Mulde südlich Druogno (ital. geol. Karte, 1913, Blatt Domodossola; Karten HERMANN, 1938; und BLUMENTHAL, 1952): Im stark laminierten, lagigen Gestein hat es subparallele Strähnen von kleinen Tremolitstengeln, feine Züge mit Antigoritblättchen und z. T. in Rissen und in schnurartigen Strängen lagert sich Klinochlor. Blass-, braun- und orangegelber Chrysotil- α erscheint und Erz ist reichlich vorhanden. In diesen Lagen liegen nun teilweise grosse Kristalloblasten ausgezeichnet erhaltenen Olivins ($2A^+$), feinaderig durchzogen von einem Chrysotilnetz. Der ganze Mineralbestand passt genau auf irgendein Olivinfelsvorkommen in der Orselina-Serie.

b) Enstatitführende Olivinfelse

Gewöhnliche Olivinfelse des Komplexes südlich Pzo. Formalone-Cima di Caneto enthalten zuweilen Enstatit. Gerade Auslöschung, Pyroxenspaltbarkeit und etwas kleineres n als Olivin machen dieses Mineral kenntlich. Es ist tafelig, hie und da verzwilligt oder verwachsen unter sich oder mit Olivin und oft in Zonen etwas angereichert (siehe Abb. 2).

Die Achsenwinkel $2V_z$ betragen:

88—89° nach WINCHELL ca. 15 Mol. % Fe^{++}

82° nach WINCHELL ca. 12 Mol. % Fe^{++}

Klinochlorblättchen ($1-2A^+$) sind häufig in Enstatit eingeschlossen in runden Löchern und Zwickeln oder sie haben sich Rissen entlang im Pyroxen eingenistet. Man kann auch beobachten, wie diese Blättchen sich randlich in Schläuchen und Zapfen im Enstatit breit machen und auch kleinere Einzelteilstücke und Inseln herauslösen. Dies sind typische Korrosionserscheinungen auf Kosten des Pyroxens, hervorgerufen durch Klinochlor. Eine weitere Verdrängungsart kommt zustande durch Chrysotil- α (negative Elongation der Fasern, $2A^-$), der sich auf den (100)-Spaltflächen ansiedelt und lamellenartig von dort aus den Pyroxen zersetzt. Es entstehen so stark umgewandelte Individuen. Weniger häufig ist Talk in Enstatit eingeschlossen oder umgibt diesen. Eine Vertalkung ist nicht sicher erwiesen.

c) Karbonatführende Olivinfelse

Hinter Borgnone, in zwei Linsen im Scaroni-Kessel und südöstlich der Cima di Caneto am Kontakt (siehe Profil E, S. 166), führen die unter a) beschriebenen Olivinfelse Karbonat, das die Zusammensetzung von Breunerit hat. Es ist meist in Kristallgruppen mit rhomboedrischen Schnittformen ohne Zwillingslamellen bis zu 10 Vol.% in den Schliffen verteilt, vor allem in der Klinochlor-Talkmasse und auch bei Olivinkörnern. Die Vorkommen beschränken sich offensichtlich auf kleine, oft stark laminierte Olivinfelsvorkommen oder auf solche in unmittelbarer Kontaktnähe. Es liegt somit nahe anzunehmen, dass das Vorkommen von Karbonat in Beziehung mit dem Nebengestein gestanden hat, indem von diesem das nötige CO_2 stammt, um aus Serpentin Talk und Breunerit zu bilden.

Auch O. GRÜTTER (1929) erwähnt den Breunerit in Grammatitfelsen und -schiefern sowie in Olivingestein in der Region von Bosco.

d) Strahlsteinfelse bis -schiefer

Meist liegen sie als Randfazies der Olivinfelsvorkommen an deren Peripherie, und wir können einen kontinuierlichen Übergang feststellen, oder aber sie erscheinen als Einzellinsen isoliert, wie oben angedeutet. Das Hauptmineral ist Grammatit, der randlich eine Hülle aus blassgrünem Aktinolith von regelmässiger Dicke haben kann, z. B. Kern $n_z/c = 18,5$; Rand $n_z/c = 15,5$. Er ist in prismatischen Stengeln von unregelmässiger Grösse oft in wirren Strähnen und divergentstrahlig gelagert. Faserig-nadelige Ausbildung führt zu bündeligen Asbestvorkommen. Dazwischen erscheint meist Klinochlor in durcheinanderliegenden Blättchenaggregaten, die teilweise Lentikularform haben. Er kann bis 20% ausmachen. Grammatit kann asbestartig zerfasern zu „Schilfstengeln“ und sich in Klinochlor umsetzen. Manchmal tritt schuppiger

bis feinblättriger Antigorit auf, welcher den Grammatit angreift und zu verdrängen beginnt. Talk beobachtet man bisweilen in Nestern. Bis zu einigen Prozents kann Erz vorkommen.

Vielfach wurden diese Gesteine spätkristallin verfaltet und geknittert und sind teilweise nicht mehr gut rekristallisiert. Wir finden deshalb stellenweise feinkörnige, fibroblastische bis fein- und mikrodiablastische, wirbelig verbogene Partien, Laminations- und Mylonisationszonen mit feinstengeligen Grammatitmassen. Die durchbewegten und laminierten Strahlsteinfelse gehen auf diese Weise über zu Schiefern. Solche Deformationsspuren sind vor allem in den flachliegenden Teilen der Ziccher-Sassone-Decke zu finden, vorzüglich im Olivinfelskomplex südlich Pzo. Formalone-Cima di Caneto.

Enger mit den Kalksilikatgesteinen und den verschieferten Amphiboliten verbunden sind die *Aktinolithfelse*, die ich schon an anderen Stellen erwähnt habe. Sie sind meist monomineralisch mit wirr oder strähnig angeordneten Mineralindividuen.

e) Chlorit-Grammatitschiefer bis -felse

Klinochlor nimmt gegenüber dem bisweilen asbestigen Grammatit zu. Daneben kann Olivin vorkommen mit Serpentin, Erz und Talk. Letzterer erfährt hie und da eine grosse Anreicherung. Die Struktur ist lepidoblastisch bis fibroblastisch, bei massiger Textur diablastisch. Auch dieses Gestein ist wie das folgende an den Rand der Olivinfelse gebunden oder es findet sich zwischen Amphiboliten eingestreut (z. B. in den Runsen westlich und südwestlich der Alpe degli Orti).

f) Strahlsteinführende Chloritschiefer

Hier haben wir Klinochlor als Hauptgemengteil vereint mit Grammatit, seltener Aktinolith, die in der lepidoblastischen Chloritgrundmasse schwimmen. Erz kann bis 5% ausmachen. Als Übergemengteil erscheint Apatit.

g) Karbonatführende Chlorit-Talkfelse

In den schieferigen Amphiboliten der Runse westlich Alpe degli Orti erscheint eine vereinzelte Schmitze dieses grob- bis feinblättrigen Gesteines mit auffallend viel (ca. 30%) Breunerit. Dazu gesellen sich Erz und Anthophyllit, der gerne in karbonatführenden, ultrabasischen Gesteinen auftritt. Hier ist er nadelig ausgebildet. Der Talk ist blättrig und mit Klinochlor verwachsen. Chrysotil kommt untergeordnet vor.

h) Talk-Hornblendefelse

Von dieser Gesteinsvarietät habe ich zwei Exemplare im Scaroni-Talkessel gefunden. Diese besitzen grobdiablastische bis porphyroblastische Struktur. Die Hornblende vor allem ist oft in groben, zerfransten und wirr miteinander verwachsenen Kristallindividuen ausgebildet, während sich der kleinblättrige Talk intersertal eingenistet hat und vielfach in zapfenartigen Einbuchtungen und Einkerbungen in den Amphibol vorstösst. Dieser ist teils aktinolithisch, teils geht er über in grüne Hornblende (meist Typ II). In einem Schlift (PK 883b) ist der zonare Aufbau, nämlich mit Randzone = grüne Hornblende und meist ausgedehntem Zentrum = Aktinolith, gut ausgeprägt (siehe Abb. 3). Die skelettartige Hornblende deutet auf Resorption und Verdrängung durch Talk hin. Zu diesen beiden Gemengteilen gesellt sich noch Epidot-Klinozoisit, hie und da bis zu 20%, der oft in Einschlüssen in der Hornblende steckt oder bei Erzanreicherungen zerfallener Amphibole auftritt. Rutil und Titanit erscheinen als Übergemengteile.

C. GENETISCHES

Die Zusammensetzung des ursprünglich mit anderen Ophiolithen zusammen intrudierten ultrabasischen Magmas ist unsicher. Es kann ein Serpentin oder ein Peridotit bis Dunit gewesen sein. Deren magmatischer Ursprung wird ja sogar in Frage gestellt. T. F. W. BARTH (1952, S. 226) erwähnt, dass derartige Gesteine durch pneumatolytischen, hydrothermalen oder metasomatischen Stofftransport entstanden sein können. Die jetzige Anwesenheit von grösstenteils ausgezeichnet frischem Olivin und Enstatit sagt kaum etwas aus über die ehemaligen Verhältnisse. Die durchgreifende mesozonale Regionalmetamorphose hat sicher ihre Einwirkungen auf diese Intrusivkörper gehabt. Nach BARTH (S. 225) ist reiner Mg-Serpentin nur bis zu einer oberen Temperaturgrenze von 500° C existenzfähig. Forsterit ist mit Wasserdampf stabil bis hinunter zu 430° C. Die Temperaturen der Regionalmetamorphose sind nach F. J. TURNER (1948, S. 285) für die Epizone 200—500° und die Mesozone 500—1000° C. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass Olivin und Pyroxen regionalmetamorphe Neubildungen oder Rekristallisationen sind. In diesem Zusammenhang erwähne ich den auf S. 171 beschriebenen Olivinschieferfund in der Antrona-Mulde südlich Druogno. Zusammen mit diesem Gestein erscheint noch ein gewöhnlicher oligoklas- bis andesinführender Amphibolit, der auch Chlorit und Epidot enthält.

Nach P. BEARTH (mündl. Mitteilung) sind unter den Ophiolithen im ausgedehnten W-Teil der als mesozoisch belegten Antrona-Mulde bis jetzt keine olivinführenden Gesteine dieser Art bekannt. Nur Serpentine mit rudimentären Olivin- und Pyroxenrelikten treten auf. Es liegt somit nahe anzunehmen, dass, ähnlich wie die Augengneisse von Macugnaga in der Monte Rosa-Zone, auch die Gesteine der Antrona-Mulde mit dem Übertreten aus der Epi- in die Mesozone eine dieser entsprechenden Mineralassoziaton annehmen (P. BEARTH, 1957, S. 168). Ob beide Zonen gleichzeitig ihre Mineralfazies ändern, wo dies geschehen könnte, und was für Stufen durchlaufen werden etc. wird weiteres Studium erfordern. Der Einzelfund bei Druogno zeigt, dass sehr wahrscheinlich auch ultrabasische Eruptiva, gemäss dem Metamorphosegrade, dem sie unterworfen werden, umkristallisieren. So können ursprünglich peridotitische und dunitische Gesteine wieder zu Olivinfelsen und -schiefern rekristallisieren, oder letztere können aus primären Serpentiniten entstehen. Die folgenden Beispiele zeigen, wie Metamorphosen niedrigen Grades lediglich Deformation und Serpentinisation bewirken:

H. PREISWERK (1903) beschreibt metamorphe Peridotite in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. Anscheinend liegen sie in der Epizone, denn in den Kontaktgesteinen erscheint Albit. Hier haben wir keine frischen Olivine und Pyroxene. In einer hauptsächlich aus Antigorit bestehenden Serpentinmasse liegen nur noch undeutliche Relikte vom primären Magmenbestand vor (S. 296/297). In einer weiteren Arbeit über Grünschiefer im Simplongebiet nennt PREISWERK (1907) von der Saffischpasshöhe „Pikrit“, bestehend aus Serpentin pseudomorph nach Olivin. Er erwähnt ferner einen Topfstein am Gandhorn aus Talk und Antigorit sowie einen solchen am Banhorn aus Talk und Chlorit. Bei allen drei Vorkommen wurde im Nebengestein Albit, einmal etwas über An_{10} , bestimmt. Sie liegen offensichtlich in der Epizone. Eine Metamorphose niederen Grades oder Autometamorphose hat Olivin, wo er ursprünglich im Eruptivgestein vorhanden war, serpentinisiert. Andererseits erwähnt der gleiche Autor (1901) am Geisspfadpass in Gneissen richtungslose, körnige Dunite, deren Hauptmasse Olivin mit Deformationsspuren ausmacht. Im gleichen Komplex erscheinen aber auch Blätter- und Fleckenserpentine, fast nur aus Antigorit bestehend. Plagioklase am Kontakt haben die Zusammensetzung von Oligoklas-Albit. Es handelt sich wahrscheinlich um die Epizone, wenn man auf diese Einzelmessungen abstellen will. PREISWERK deutet die Dunite als primäre Eruptiva, mehr oder weniger mechanisch durchbewegt und zonenweise völlig zu Serpentin umgewandelt. Störungen im optischen Verhalten des Olivins, seine Zertrümmerung und Bildung von Mörtel- und Flaserstruktur, wie dies hier der Fall ist, habe ich in den Olivinfelsen meines Untersuchungsgebietes nicht beobachtet, obgleich diese auch stark durchbewegt wurden. Serpentine sind überhaupt nicht vorhanden. Auch in diesen Tatsachen sehe ich eine Stütze dafür, dass in meinem Material eine Neubildung oder Rekristallisation der Olivine und Pyroxene infolge mesozonaler Regionalmetamorphose stattgefunden hat.

Ich lasse deshalb die Frage nach dem ursprünglichen Mineralbestand der ultrabasischen Gesteine dahingestellt. Sicher ist, dass ultrabasisches Magma mit andern Ophiolithen eingedrungen ist und am sedimentären Nebengestein Kontaktwirkungen erzeugt hat. Deren spärliche rekristallisierte Relikte können wir noch zuweilen entdecken (z. B. S. 151 ff). Darauf setzt die alpine Regionalmetamorphose ein.

Der ultrabasische Eruptivkörper besteht zu Beginn der Regionalmetamorphose entweder aus reinem Serpentin oder es ist ein Peridotit bis Dunit, der bis zu einem gewissen Grade autometamorph serpentiniert ist. Die Ophiolithe werden nun samt ihren Kontakten zerrissen, zerschert, laminiert und verfrachtet. Vorhandene Peridotite und Dunite erleiden Kataklasierung und weitgehende Serpentinisierung (siehe Beispiel vom Geisspfad). Die Ophiolithe erhalten dann ihre jetzigen Positionen und werden syn- bis posttektonisch wie folgt durchgreifend umkristallisiert:

I. Hauptphase

- a) Bei niedrigen Temperaturen bilden sich unter CO_2 - und evtl. SiO_2 -Zusatz aus Serpentin Talk und Mg-reiches Karbonat.
- b) Kalkhaltige Lösungen aus sedimentogenen Kontaktgesteinen zirkulieren vorwiegend in den Randzonen der ultrabasischen Komplexe. Bei etwas höheren Temperaturen reagieren sie mit Serpentin. Als Produkt entsteht einerseits Grammatit, der in diesen Randbezirken als Hauptgesteinsgemengteil auftritt. Mit Fe-Zusatz wandeln sich solche Gesteine zu Aktinolithfelsen um. Andererseits bildet sich bei Anwesenheit von Al_2O_3 Klinochlor, der ebenfalls mit Strahlstein in den Randzonen in schieferigen Gesteinen angereichert ist. Die Tonerde ist sicher aus tonigen, sedimentogenen Kontaktgesteinen eingewandert.
- c) Strahlsteinfelse und -schiefer erleiden teilweise eine Fortbildung zu aktinolithführenden und schieferigen Amphiboliten und wahrscheinlich auch zu Hornblendefelsen. Mit dem Einbau von Al_2O_3 und Na_2O in Strahlstein tritt grüne Hornblende vom Typ II und III auf und wir beobachten manchmal zonare Hornblendeindividuen. Ein Teil der Kalksilikatkontakte wird rekristallisiert.
- d) Die Temperatur erreicht ein Maximum. Es entstehen Neubildungen von Olivin und Enstatit.

II. Spätphase = Diaphtorese

- e) Bei abnehmender Temperatur bilden sich aus Olivin Grammatit und Anthophyllit. Enstatit wird durch Klinochlor korrodiert.

- f) Spätkristalline Durchbewegungen erzeugen stellenweise, z. B. in Grammatitfelsen, Mylonitisierungen, die nicht mehr ganz ausheilen. Olivin und Enstatit erleiden selektiv eine Serpentinisation durch autohydrothermale Prozesse. Es entsteht eine Maschenstruktur mit Faserserpentin. Auch Grammatit und Anthophyllit werden sporadisch von Chrysotil durchadert und angebohrt, besonders wo sie Olivin durchsetzen.
- g) Hornblenden werden vertalkt und z. T. durch Antigorit zersetzt. Eventuell geht auch Olivin in Talk über. Vielleicht entsteht aus Klinochlor manchmal Antigorit. Seltener erscheinen Blättchen dieses Minerals bei Olivin, wo es aus Faserserpentin oder direkt aus Olivin entstanden sein kann.

E. KÜNDIG (1926b, S. 300) hat darauf aufmerksam gemacht, dass in der Epizone die Serpentinisierung durchgreifend ist (z. B. die Serpentine der Bündnerschiefer); dagegen trifft man in der Mesozone zahlreiche Peridotitstöcke, die wenig serpentiniert sind (Centovalli, Loderio). Dieser Autor erklärt das, wie er meint, absonderliche Verhalten der wenig serpentinierten Peridotite damit, dass eine Selektion der Metamorphose vorliege und die Linsenform der Stöcke ablenkend auf die Gleitflächen wirke. So bleibe der magmatische Mineralbestand reliktsch erhalten. In der Epizone aber wurden solche Peridotitstöcke von intensiver gerichtetem Druck betroffen und im Deckenverband weit wegtransportiert; darum soll die Serpentinisierung eine durchgehende und einheitlichere sein. Diesen Erklärungen KÜNDIGS kann ich nicht folgen, sondern nehme eine syn- bis posttektonische Neubildung von Olivin und Pyroxen in der Mesozone an. Gerade der Olivinfelskomplex südlich des Pzo. Formalone-Cima di Caneto in der Ziccher-Sassone-Decke hat ja eine starke Durchbewegung und Verfrachtung erlitten, die denjenigen in der Epizone nahestehen. Trotzdem beobachtete ich weder Serpentine noch Deformationsspuren an den Olivinkörnern. Der entscheidende Faktor wird die Temperatur sein. Diese bestimmt, ob, z. B. wie in der Mesozone, Olivinneubildungen entstehen können oder ob, wie in der Epizone, Stress und Deformation überwiegen und weitgehende Serpentinisierung eintritt.

9. Gabbroide Gänge

VORKOMMEN UND TEXTUR

Die gabbroiden Gänge treten im Grenzbereich zwischen Orselina-Serie und Monte Rosa-Zone auf. Es sind bis m-breite, gangartige, konkordant

zwischen Amphiboliten gelagerte Gesteine, welche bald streckenweise durchgehend sind, bald linsenartig aufsplintern und auskeilen. Sie erscheinen meist grob- bis feinfleckig hell/dunkel gesprenkelt und haben etwa einmal leukokrate Schlieren. Die Textur ist vorwiegend massig, bisweilen leicht laminiert.

MINERALBESTAND

Schliff Nr.	grüne Hbl.	Biotit	Epidot	Plag.	Skapolith	Qz.	Klino- pyro- xen	An-Gehalt
PK 403a	35	5	10	45				49—55 Randzone: 46
PK 403b	55	5	2	35				60—67, Rand: 46 asymm. Fleck: 46 kleiner Kernfleck: 48
PK 403c	30	5	mehrere	65	einige			Hüllen: 45—48 Kerne: 59—69
PK 301	50	2	2	40				50—55
PK 442a	70			20		1	5	29—33, Kernzone: 39
PK 405	55	5	einige	40	mehrere			Andesin-Labrador
PK 752a	50	15	einige	20	10	5		

Akzessorien: Titanit, Erz, Apatit, Chlorit; seltener: Orthit, Zoisit, Phlogopit, Granat, radialstrahliger Faserzeolith (kommt bis zu 1% in einem Schliff vor; 2A⁻, geringe Auslöschungsschiefe und negative Elongation lassen auf Desmin schliessen).

In spättektonischen Rissen: Kalifeldspat, Prehnit, Kalzit.

Oft ist der braune bis olivgrüne Biotit chloritisiert. Quarz ist als Eindringling aus gneissigem Nebengestein zu betrachten.

Der Plagioklas ist meist ein Labrador, der jedoch in einigen Gesteinen bereits ganz zu Andesin umgeprägt wurde (PK 442a). Interessant sind die Muster 403a—c. In PK 403c haben die Plagioklase einen schön polygonalen Kern mit An₅₉₋₆₉, der mit Skapolithtäfelchen bedeckt ist. Er wird umgeben von einer unbestäubten, xenomorphen Zuwachshülle, die im Chemismus verschieden ist (An₄₅₋₄₈). Ich betrachte diese Anreichen Kerne als Relikte, welche der Andesindurchtränkung standgehalten und lediglich durch die neue stabile Phase eine Vergrößerung erfahren haben. In diesem Zusammenhang möchte ich auf ähnliche Zuwachshüllen in Flasergneissen hinweisen, wo der An-Gehalt aber nicht ändert, da bereits im Altbestand der dort stabile Oligoklas vorhanden gewesen ist (Fig. 4, S. 106).

Auch PK 403a und b (Tabelle) enthalten Andesinränder und asymmetrische Randflecke, jedoch erscheinen auch kleinere Flecke dieser Zusammensetzung im Zentrum der Plagioklase. Hier müsste man wieder zu einer Ca-Ionenwanderung

als Erklärung Zuflucht nehmen, die vom Zentrum nach aussen erfolgte und zeitlich gar nicht mit den obigen Vorgängen zusammenzuhängen braucht, sondern bei andern, einem solchen Mechanismus zuträglichen Temperaturen nach der allgemeinen regionalmetamorphen Umkristallisation sich abgewickelt hat.

Im bereits völlig Andesin führenden Muster PK 442a (Tabelle) mass ich an drei Plagioklasindividuen An-Werte von An_{29-32} . In einem vierten aber, das von Pyroxenkörnern umgeben war, lauteten die Zahlen für die Randzone An_{33} , für den Kern An_{39} . Hier kann man annehmen, dass der Plagioklas aus dem Diopsid Ca-Ionen empfangen hat und später dann noch einen zusätzlichen Zuwachs von An_{33} , welche Zusammensetzung dem gemeinhin im Schlfiff verteilten Andesin nahesteht.

STRUKTUR UND GENETISCHES

Die Struktur dieser Gesteine ist meist richtungslos, gewöhnlich ungleichkörnig, und die Gemengteile sind hypidiomorph bis xenomorph. Manchmal erkennt man eine merismatische Gefügeausbildung, wenn dunkle Hornblendefelder mit leukokraten Plagioklaszonen abwechseln. Wir finden Übergänge von granoblastisch zu grobdiablastisch bis etwa einmal zu porphyroblastisch, manchmal mit Implikationen von Apatit, Skapolith, Titanit und Erz. Zuweilen liegen grosse, grobe Hornblenden in einer mittelkörnigen Plagioklasmasse. Hie und da jedoch ist die Struktur auch schon weitgehend angeglichen an diejenige nematogranoblastischer Amphibolite mit Mosaikstruktur. Schliesslich sei noch ein feinfleckiges, dunkles Gesteinsmuster von kleinem bis mittlerem Korn näher beschrieben (PK 405). Es stammt aus der Ribellasca nördlich des Zollgebäudes:

Stark zerschlitze und zerfranste grüne Hornblende mit bräunlichem Ton ist vielfach mit braunem Biotit verwachsen und wird teilweise von Epidot mit Orthitkern umringt, in den sie unter Chloritbildung übergeht. Erz und Titanit sind häufig eingesprengt, letzterer z. T. in umfangreichen Körnern. Der Plagioklas ist zonenweise von kleinen Flittern bestäubt oder ist bisweilen schon weitgehend skapolithisiert. Zwei Übergemengteile sind bemerkenswert. Erstens ist das Vorkommen von *Brucit* in faserigen, runden Aggregaten oder in feinen, elongierten, glimmerartigen Blättchen zu erwähnen. Er hat eine negative Hauptzone, eine Doppelbrechung um 0,02, etwas grösseres n als Plagioklas, aber ein kleineres als Biotit und ist $1A^+$ bis schwach $2A^+$. Dieses Mineral ist oft eng mit Biotit verwachsen, indem es sich zwischen die Blättchen einschaltet oder deren Fortsetzung bildet. Manchmal erscheint es neben Epidot. Zweitens liegt ein blätterig-faseriges Mineral von gelb- bis orangebrauner Farbe vor, das entweder als Einschluss in Epidot auftritt oder, an diesen angewachsen, in der Längsrichtung übergeht in Chlorit (wahrscheinlich Prochlorit), der seinerseits aus Biotit entstanden ist. Die Brechung ist etwas grösser als diejenige von Epidot, also ca. 1,75. Die Elongation ist negativ, kann jedoch auch

positiv sein. Der Achsenwinkel $2V_x$ beträgt $30-40^\circ$. Starke Dispersion ist zu beobachten. Die Doppelbrechung bewegt sich um $0,02-0,015$. Da dies aber keine maximale ist und in der Schliffebene zumeist n'_z und n'_y liegen, kann auch diese Angabe neben allen andern für *Iddingsit* sprechen.

Strukturell haben diese Gesteine ihren gabbroiden Charakter weitgehend beibehalten, wiewohl sie eng verschweisst sind mit Amphiboliten und stellenweise in der Tat auch deren Strukturelemente übernommen haben. Mineralogisch jedoch gleichen sie stark den Amphiboliten. Pyroxenrelikte fehlen fast vollkommen, und es ist zweifelhaft, ob der Klinopyroxen von PK 442a ursprünglich in einem Gabbro vorhanden war. Viel eher ist es eine jener verbreiteten Kalksilikateinlagerungen in Amphiboliten. Wenn ursprünglich vorhanden, wurde der Pyroxen ganz zu grüner Hornblende umgeprägt, die ihrerseits sich teilweise in Biotit umgesetzt hat, der in fast allen Mustern als Nebengemengteil enthalten ist. Die Hauptgemengteile sind grüne Hornblende und Plagioklas. Letzterer ist sogar manchmal bereits ein Andesin. Quarz kann zudem bis 10% ausmachen. Andererseits deuten neben Struktur und Textur Labradore und gewisse spärliche Übergemengteile (Zeolith, Brucit, Iddingsit) auf gabbroide Herkunft.

Die Gabbros standen wahrscheinlich mit ultrabasischen Magmen im Zusammenhang. Ich weise hier noch auf die weitgehend gefügemässige und mineralogische Ähnlichkeit mit den massigen Amphiboliten im Amphibolitkomplex A. Marco-A. Rovina hin (S. 141), wo allerdings der Biotit fehlt. Ein Handstück derartiger gabbroider Gesteine habe ich auch östlich Palagnedra am Weg nach Bordei in der Monte Rosa-Zone geschlagen. Als Einlagerungen in der Zone von Arcegno erwähnte P. WALTER (1950, S. 136) Dioritamphibolite des Maia-Zuges, die mit den oben besprochenen Typen wenigstens texturell und strukturell verwandt erscheinen. Als Plagioklas wird jedoch Andesin, evtl. Oligoklas, genannt. Vielleicht stehen sie aber dennoch in Beziehung zu den gabbroiden Gängen meines Untersuchungsgebietes. Ich betrachte diese als reliktsche Bestandteile des schon mehrmals erwähnten ophiolithischen Magmas. Sie wurden regionalmetamorph laminiert, umgeprägt und in die jetzigen Lagerungsformen gepresst. Ein Teil hat wahrscheinlich eine stärkere Umwandlung erlitten und liegt jetzt in Form von Amphiboliten vor.

Zusammenfassung der Abschnitte 1—9

Monte Rosa-Zone und *Orselina-Serie* habe ich zusammen besprochen. Jene ist fast ausschliesslich aufgebaut aus alpin völlig umgeprägten

granitischen bis granodioritischen Flaser- und Augengneissen, die in direktem Zusammenhang stehen mit den Augengneissen von Macugnaga. Die Orselina-Serie ist eine ausgesprochen bunt wechsellagernde Mischzone, die ohne feste Grenze, nördlich anschliessend, mit der Monte Rosa-Zone verschweisst ist. Wir finden in ihr Gesteine ultrabasischen Ursprungs, gabbroide Gänge, Amphibolite, Kalksilikatgesteine, spärlich Marmore, Hornblendegneisse, Paragesteine, helle Flaser- bis Augengneisse wie in der Monte Rosa-Zone und Pegmatite. Es lässt sich erkennen, dass ophiolithisches Magma in sedimentäres Material eingedrungen ist, Kontaktwirkungen erzeugt hat und dass das Ganze nachträglich durch die alpine Regionalmetamorphose völlig umgeprägt wurde. In Spätphasen bildeten sich *endogene Pegmatite*, zu denen sich gleichzeitig oder etwas später noch *exogene* gesellten. Letztere verteilen sich in einer ganz bestimmten Längszone.

Sichere Altersbestimmungen sind wegen der durchgreifenden postkinematischen Kristallisation nicht möglich. Auf Grund einiger Vergleiche und Analogien kann man den Marmor- und Kalksilikatzügen sowie den mesothermal umgeprägten Ophiolithen mesozoisches Alter zusprechen. Die Flasergneisse, der Grossteil der Paragesteine und Hornblendegneisse, sowie ein Teil der Amphibolite sind als gänzlich umkristallisierte, präalpine Gesteine zu betrachten.

Ausgedehnte Untersuchungen an *Plagioklasen* haben gezeigt, dass in Kalksilikatgesteinen, Amphiboliten und Hornblendegneissen zur Hauptsache *zwei Generationen* dieses Minerals vorkommen, nämlich Labradore bis Bytownite mit An_{um70} und Andesine mit An_{30-50} . Die Andesine stellen die jüngere, stabile Generation dar. Es besteht eine allgemeine Tendenz zur Ausbildung dieser Zusammensetzung. Ein Ca-Überschuss wird oft in Flecken und Zonen aufgespeichert. Besonders reine Andesine sind in pegmatitischen Schmitzen von Amphiboliten zu finden. Es scheint ein allgemeiner Zusammenhang zwischen Hornblendezusammensetzung und An-Gehalt zu bestehen. Gesteine mit aktinolithischer Hornblende Typ I und II, also Ca-haltige Hornblenden, führen meist auch basischen Plagioklas. Na-Zuschuss oder Ca-Wegfuhr bewirken die Bildung von *grüner Hornblende*, *assoziiert mit Andesin*. Dies ist das *stabile Endprodukt* der hier vorliegenden *Amphibolitfazies*. Als Umwandlungsstadien aktinolithischer Hornblende $\rightarrow$ grüne Hornblende sind zonare Körner zu betrachten. Kalkreiche Plagioklase finden sich manchmal lagenweise in Hornblendegneissen und gewöhnlichen Amphiboliten, ja selbst in Biotit-Plagioklasgneissen z. B. in biotitreichen Lagen, ohne dass für ihr Auftreten ein offensichtlicher Grund vorläge. Hier wurde wahrscheinlich während

der alpinen Regionalmetamorphose durch metamorphe Differentiation ein Ca-Überschuss eingebaut, der von mesozoischen Sedimenten stammen kann.

In den Paragesteinen finden wir Oligoklas bis Andesin und in den Flasergneissen einen Oligoklas mit An_{22-26} als stabile Plagioklase. K-reicher Mineralbestand, ein K-reiches Milieu oder die Nähe von pegmatischen Durchtränkungen vermögen den An-Gehalt der Flasergneisse bis zum Albit hinunterzudrücken.

Tabelle 3 (S. 182) vermittelt einen Überblick über die Variationsbreite des An-Gehaltes der Plagioklase in Abhängigkeit vom Mineralbestand. Es wurden dazu einzelne charakteristische Gesteinsmuster der Orselina-Serie ausgewählt. Auffällig ist, dass stark zonare Strukturen an bestimmte An-Bereiche gebunden sind. Solche finden wir zwischen An_{70} und An_{100} und, sehr ausgeprägt, ungefähr zwischen $An_{(30-35)}$ und An_{75} . Zwischen An_{20} und An_{30} sind die Plagioklase hingegen durchwegs sehr homogen, und die An-Gehaltschwankungen ihrer Zonarstrukturen sind klein und überschreiten An_{30} nur hie und da um kleine Beträge. Am sauren Ende der Tabelle andererseits bemerken wir wieder eine grössere Variationsbreite im Bereich zwischen An_0 und An_{20} .

Diese Tatsachen mögen im Zusammenhang stehen mit dem Feinbau der Plagioklase. Neueste strukturelle Untersuchungen haben gezeigt, dass Diskontinuitäten im Gitterbau um An_{20} , um An_{30-35} und um An_{70} auftreten, was die oben dargelegten Beobachtungen gut erklären könnte.

II. Die Gesteine der Forcoletta-Gneisszone

VORKOMMEN UND TEXTUR

Dieser ausgedehnte, äusserst homogene Gesteinskomplex besteht ausschliesslich aus Gneissen, die sich durch ganz markante Kennzeichen, in vielen Fällen schon im Handstück, von solchen anderer Zonen trennen lassen.

Charakterisiert werden diese Gneisse vor allem durch ihren einheitlichen, kompakten Charakter, bedingt durch Fein- bis Kleinkörnigkeit, ihre gut plattige Paralleltextur und ihr vorwiegend helles Aussehen. Größere Bänke können mancherorts eingeschaltet sein. Ihre Textur ist monoschematisch bis fein gestreckt-flaserig und fleckig, manchmal mit einzelnen leukokraten Knoten und feinen, konkordanten Äderchen,

Tabelle 3. *An*-Gehalt der Plagioklase in Abhängigkeit von X_{Na}

Mineralbestand in geschätzten Vol %	TURALIN																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	</
-------------------------------------	---------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	----

St = Staure

Schmitzen und Schnüren sowie hie und da phlebitischen Quarz-Feldspat-Durchtränkungen. Man beobachtet auch nebulitische Anlagerung der Biotite. Pegmatitische Bildungen sind selten. Nur sporadisch finden wir Partien mit augig-flaseriger Textur. Spätkristallin verschieferte Zonen grösseren Ausmasses erscheinen vor allem nördlich der Bocchetta del Sassone. Sonst treten solche in kleineren Zügen zwischen umfangreicheren Gneisspaketen auf.

Die ganze Forcoletta-Gneisszone, wie sie auf der geologischen Kartenskizze abgegrenzt ist, besteht aus dieser uniformen Gneissmasse, die, verfolgt man sie im Streichen von W nach E, vereint mit einer Steilstellung an Mächtigkeit abnimmt. Am eindrucklichsten treten diese Gesteine an der Südflanke des Pzo. Ruscada und der Punta della Forcoletta in Erscheinung, wo sie in gewaltigen und eindrucklichen Plattenschüssen süd-fallend in die Tiefe stechen und bis 1000 m hohe, glatte Wände bilden. Auch nördlich der Bocchetta del Sassone hat man gute Einblicke in den einheitlichen Bau dieses Gneisskomplexes, der sich dort in flachgeschweiften, weit ausladenden Gewölben über riesige Distanzen erstreckt. Weiter im W, ausserhalb meines Untersuchungsgebietes, sind von weither sichtbare Gipfel, wie der Pzo. Ruggia, die Pioda di Crana und der Pzo. la Scheggia, aufgebaut durch die plattigen Gesteine der Forcoletta-Gneisszone.

MINERALBESTAND

Ich verweise auf die Zusammenstellung der Tabelle 4, S. 186, wo anhand von 28 Mustern alle möglichen mineralogischen Zusammensetzungen nebst den An-Gehalten der Plagioklase aufgeführt sind.

Als Übergengenteile treten häufig noch Apatit und Zirkon auf, sehr sporadisch Rutil. Als Ausnahme ist Graphit zu erwähnen. Der Biotit hat, oft im Gegensatz zum pleochroitisch braun/gelblich gefärbten in den Flasergneissen, vielfach einen Pleochroismus blassgrünlich/schwarzbraun und ist manchmal chloritisiert (n_{Chlorit} dreier Handstücke = 1,616—1,625). P. HASLER (1949, S. 89) hat den Zusammenhang zwischen Chemismus und Pleochroismus der Biotite näher erläutert. Fadenförmige Mikroklinperthite erscheinen hie und da.

Als Haupttyp haben wir einen aplitischen, alkalifeldspatreichen Zweiglimmergneiss mit wechselndem Glimmergehalt der oft Erz enthält. In diesem treten auch dunklere, feinkörnige Biotitgneissbänke auf, gerne mit Mosaikstruktur, die dem Flasergneisstyp c ähnlich sehen und makroskopisch von diesem nicht zu unterscheiden sind. Wir haben diese Varietät u. a. bereits in den Zweiglimmerschiefern der Zone Cima-Trubbio-A. Rovina in sporadischen Lagen angetroffen. Mikroskopisch jedoch

lassen sich diese beiden Gattungen meist sogleich trennen, denn der Epidot-Orthit-Gehalt, der den Flasergneissen fehlt, bildet einen charakteristischen Bestandteil der Forcoletta-Gneisse. Allerdings verschwinden Epidot und Fe-Orthit vielfach in den hellen Gneissen, wo an ihre Stelle in wenigen, winzigen Körnern der schon bei den Flasergneissen genannte Mg-Orthit tritt. Texturell können sich die Biotitgneisse abwandeln in feinflaserige, eher hellere Typen mit etwas größerem Korn.

Vorzüglich im westlichen Teil der Forcoletta-Gneisszone schalten sich hie und da Muskowitgneissbänke ein.

Die An-Gehalte der Plagioklase schwanken im grossen ganzen dem Mineralbestand gemäss von Oligoklas-Andesin bis Albit. Auf der linken Seite der Tabelle 4 verzeichnete Muster mit viel Biotit und wenig Kalifeldspat haben Oligoklase bis Andesine von ca. An_{20} bis An_{34} . Mit abnehmender Farbzahl und Zunahme von Kalifeldspat und Muskowit erscheinen Oligoklase mit An_{10-20} und sogar Albite. Es gibt natürlich Ausnahmen, da auch das herrschende An-Milieu, in dem eine Gneisslage auftritt, eine Rolle spielt. So führen z. B. PK 987, 238 und 1129 Oligoklase mit An_{19-28} , obgleich der hohe Kalifeldspatgehalt und die niedrige Farbzahl keine solchen voraussetzten. Andererseits vermag in den kalifeldspatarmen Hornblendegesteinen PK 568 und 993 kein basischerer Plagioklas aufzutreten. Die Umgebung, bestehend aus hellen Zweiglimmer-Forcoletta-Gneissen mit saurem Plagioklas bis Albit verhindert das. Dem Mineralbestand entsprechend stellte ich den hornblendeführenden Gesteinszug gesamthaft zur Gneisszone Aula-Spruga. Auf der Tabelle 4 jedoch habe ich diejenigen Gesteine dieses Zuges, deren Plagioklase an die sauren der Forcoletta-Gneisse angeglichen wurden, bei der Forcoletta-Gneisszone aufgeführt. In PK 103 ersetzt der Muskowit weitgehend den fehlenden K-Gehalt und wir finden auch hier einen sauren Oligoklas.

Regional betrachtet nimmt der Muskowit gegen W zu. Der helle, feinkörnige Zweiglimmertyp wird gegen E, also gegen den Kraftwerkstollen, vereint mit der Mächtigkeitsabnahme der Forcoletta-Gneisszone, biotitreicher. Feinflaserige Varietäten nehmen zu, und der den W-Teil meines Untersuchungsgebietes beherrschende helle Aplittyp scheint, wie auch R. KERN (1947) ermittelt hat, weiter gegen E abzuflauen. An der Strasse Cavigliano-Auressio z. B. habe ich nur noch bänderige Biotitgneisse angetroffen. Der Forcoletta-Gneisstyp dürfte nach O. GRÜTTER (1929, S. 84, 88) auch in den Orsalia-Gneissen vorkommen. Albitoligoklas und Oligoklas um An_{20} kommen dort ebenfalls vor, ferner Albit in kalireichen Varietäten.

STRUKTUR

Die Struktur wird gut dargestellt durch KERNs Typ F a, der auf S. 26 seiner Arbeit abgebildet ist. Es ist ein granoblastisches bis granolepidoblastisches, meist gleichkörniges Gefüge mit wellig-buchtiger bis amöbiger, wenig symplektitischer Ausbildung der hellen Gemengteile, vor allem von Kalifeldspat und Quarz. Leichte Ungleichkörnigkeit kann auftreten. Feines Korn wiegt vor. Gelegentlich, besonders gegen E, erscheinen auch mittelkörnige Typen. Selten vergrößern sich die Glimmer, die gleichmässig, zuweilen aber zusammen mit leukokraten Mineralien, lagenweise

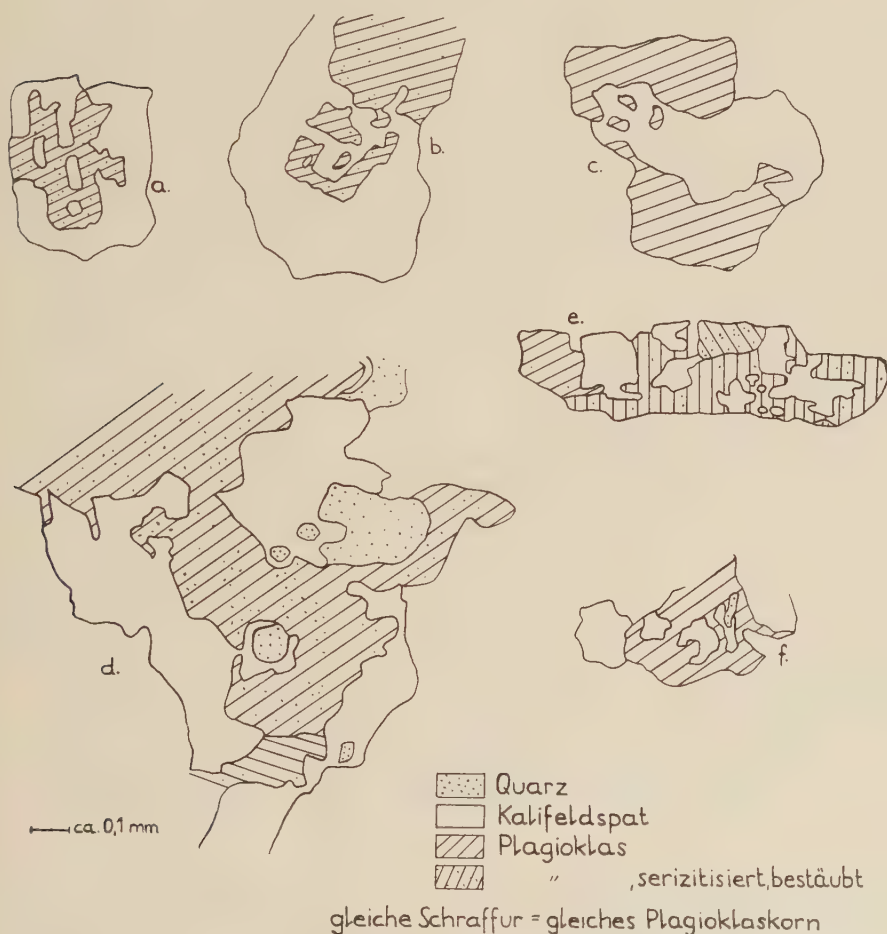


Fig. 22. Verdrängungserscheinungen an Plagioklasen erzeugt durch Kalifeldspat.

wechselnd, verteilt sind. Das Strukturbild wirkt einheitlich und ruhig. Hie und da zeugt vielleicht eine undeutliche Zwischenkornstruktur von präkristalliner Deformation. Spuren spätektonischer Mylonitisation offenbaren sich etwa einmal in sehr feinkörnig rekristallisierten Zeilen und Zonen.

Recht aufschlussreich sind die Verdrängungserscheinungen. Auffällig ist im Vergleich zu den Flasergneissen, dass die Myrmekitbildung eindeutig zurücktritt. Dafür erscheinen um so häufiger Fälle, wo der Kalifeldspat, oft vereint mit Quarz, den manchmal bestäubten Plagioklas einhüllt und verdrängt. In 12 eher biotitreicheren Gesteinen beobachtete ich Myrmekitbildungen auf Kosten von Kalifeldspat, während ich in 40 Mustern Plagioklaskorrosion durch Kalifeldspat feststellte. Auf Fig. 22a wird ein leicht bestäubter Plagioklas von aussen durch Mikroklin ummantelt und, auch antiperthitisch von innen heraus, verdrängt. Die Zeichnungen 22b und c zeigen weitere Korrosionsformen an Plagioklasen. Dort wird einer in Teilstücke zerlegt, hier ebenfalls, verbunden mit einer Zweiteilung des ganzen Kristalloblasten durch Kalifeldspat. Auch auf den Fig. 22d und e erleidet Plagioklas eine Verdrängung durch den letzteren und teils durch Quarz. Oft beobachtet man, wie Plagioklas von gleich auslöschenden, schwammigen und fetzigen Teilstücken verschiedener Grösse aus Kalifeldspat, bisweilen zusammen mit Quarz, durchsetzt werden. Diese Antiperthitbildungen verschieden weit fortgeschrittener Stadien könnten eine Kalifeldspatisierung von Innen her, eventuell ohne notwendige Zufuhrkanäle von aussen, darstellen, wie C. EXNER (1949, S. 247) solche Erscheinungen erläutert. Fig. 22f zeigt ein Beispiel, wo ausserhalb des Plagioklases befindlicher Mikroklin und durch jenen eingeschlossene Teile gleiche Orientierung besitzen.

Myrmekite habe ich hauptsächlich in Gesteinen, die teils an der Grenze gegen die Orselina-Serie zu liegen, teils im auslaufenden E-Teil der Forcoletta-Gneisszone vorkommen, gefunden. Durch Kalifeldspat verdrängte Myrmekite können vereinzelt vorkommen.

III. Die Gesteine der Gneisszone Aula-Spruga

Ich teile diese Zone ein in:

1. Klein- bis mittelkörnige Biotitgneisse, z. T. bänderig-lagig.
2. Hornblendegneisse mit schmalen Amphibolitlagen.
3. Gedritführender Staurolith-Granatfels.

Tabelle 4. *An-Gehalt der Plagioklasten in*
der Forcoletta-Gneisszone und in

[illegible]

Agn = Aplittgneis Agr = Ap
Zahlen in Klammern = Lage

1. Klein- bis mittelkörnige Biotitgneisse, meist mit guter Paralleltexur, z. T. bänderig-lagig

TEXTUR UND VORKOMMEN

Der W-Teil der Gneisszone Aula-Spruga wird fast ausschliesslich aufgebaut durch ein charakteristisches Gestein. Es ist ein oft recht dunkler, klein- bis mittelkörniger Biotit-Oligoklasgneiss mit guter Paralleltexur, der im Unterschied zu den Biotitgneissen der Forcoletta-Gneisszone gewöhnlich ein etwas gröberes Korn hat. Die Textur ist feinflaserig bis fleckig, auch linear gestreckt. Hier und da sieht man kleinere, leukokrate Schmitzen, Adern oder pegmatitische Knoten. Teilweise kommt eine gröbere, flaserige Textur vor. Im E-Teil dieser Zone erscheinen neben diesen Biotitgneissen streng konkordant lagig-bänderige Varietäten, wobei der Biotitgehalt und meist auch der Anteil der verschiedenen hellen Gemengteile variieren von dünnen, mm- bis cm-breiten Streifen bis zu m-umfassenden Bänken. Seltener treten dazwischen konkordante pegmatitische Linsen auf von wenigen Metern Mächtigkeit. Im E-Teile der Forcoletta-Gneisszone erscheinen bereits durchziehende Bänke der z. T. bänderigen, klein- bis mittelkörnigen Biotitgneisse. Die Ausdehnung der Gneisszone Aula-Spruga ist aus der geologisch-petrographischen Kartenskizze (Tafel I) ersichtlich.

MINERALBESTAND

Für Mineralbestand und An-Gehalt verweise ich auf die Tabelle 4, S. 186. Im W-Teil (von VS 1969 bis PK 1017) erkennen wir das Vorrerrschen einer Mineralassoziation Biotit-Quarz-Plagioklas. Der Kalifeldspat, reichlich vorhanden in der Forcoletta-Gneisszone, tritt zurück und Muskowit ist höchstens noch Übergengengteil. Äusserst selten kommt dieses Mineral in schieferigen Zweiglimmergneisslagen vor.

Epidot, Orthit und Titanit erscheinen fast regelmässig, manchmal stark gehäuft. Wie in der Forcoletta-Gneisszone beobachtet man zuweilen Grosskörner mit braunem bis dunkelbraunem Orthitkern und Epidotmantel, oder der Epidot ist stark zonar, im Chemismus wechselnd aufgebaut; Apatit und Zirkon gesellen sich noch als Übergengengteile dazu.

Ziemlich regelmässig ist der An-Gehalt der Plagioklase, der einen K-armen Mineralbestand widerspiegelt. Der Schwerpunkt liegt um An_{24-26} . Extremwerte sind An_{15} und An_{41} . Wir haben also wieder Gneisse vor uns, in denen ähnlich wie in manchen Flasergneissen und Forcoletta-Biotitgneissen eine stabile Oligoklaskonfiguration vielfach erreicht wurde.

Meist ist ein saurer Chemismus (bis An_{15}) lediglich in einzelnen Flecken und Zonen der Plagioklasindividuen vorhanden. In zwei Mustern (kalifeldspatfrei) konnte sogar Andesin bis An_{41} gebildet werden. Ein Blick auf die rechte Seite der Tabelle 4 zeigt uns, dass neben homogenen Biotit-Oligoklasgneissen recht K-reiche und biotitarml aplitische Lagen auftreten können, was sich sogleich auf den Plagioklas auswirkt, der jetzt nur im Bereich An_{15-22} liegt, und zwar auch in den anstossenden biotitreichen Lagen mit wenig Kalifeldspat. Andere leukokrate Bänder wieder — auf der Tabelle nicht verzeichnet —, die neben Quarz und nur ca. 10% Kalifeldspat vorwiegend Plagioklas führen, haben Plagioklas mit z. B. An_{24-33} . Der linsige, ca. 3 m lange Pegmatit PK 995 fügt sich gut in die Zusammenstellung ein, indem er, praktisch frei von dunklen Gemengteilen, den sauersten Oligoklas der ganzen Zone führt, noch etwas saurer als die leukokraten Bänder in den Biotitgneissen. Wegen seiner konkordanten Lagerung und seines Plagioklases, der mir mit demjenigen in den Gneissen sehr verwandt erscheint, deute ich ihn als endogene Bildung. Zudem ist auch sein Mineralbestand den Gneissen ganz entsprechend. Verhältnisse wie wir sie hier haben, treffen wir bei den meisten hellen Knoten und Schmitzen.

Auffällig ist an den Gesteinen der Gneisszone Aula-Spruga das Überwiegen der invers zonaren Plagioklase, was auch in den Forcoletta-Gneissen mit An_{16-34} der Fall ist. Es ist sehr wohl möglich, dass vor der letzten Metamorphose ein saurerer Plagioklas, eventuell bis Albit, in der Forcoletta-Gneisszone und in der Gneisszone Aula-Spruga verbreitet gewesen ist. In dieser wurde er weitgehend zu Oligoklas An_{22-26} umgewandelt, in jener jedoch nur selektiv, wo der Mineralbestand dies zulies, d. h. eben bei den eher kalifeldspatarmen Biotitgneissen, während in den kalireichen Gesteinen noch Übergänge aller Arten Richtung Albit vertreten sind. Eine z. T. mineralogische und gefügemässige Ähnlichkeit haben die Biotit-Oligoklasgneisse mit dem Matero-Typ von O. GRÜTTER (1929). Herr Dr. GRÜTTER stellte mir freundlicherweise solche aus den Steinbrüchen von Riveo (Maggiatal) zur Verfügung. Der Gehalt an Epidot ist bei diesen noch ausgeprägter als bei den Gneissen der Zone Aula-Spruga.

STRUKTUR

Treffend charakterisiert KERNS Typ G (S. 28—29 mit Skizze) die Struktur der Biotit-Oligoklasgneisse. Feinflaserige Textur ist hier verbunden mit einem ziemlich gleichkörnigen, granoblastischen Bild von kleinem bis mittlerem, oft idioblastischem Korn. Die leukokraten Mine-

ralien sind oft buchtig, Quarz und Kalifeldspat manchmal amöbig bis leicht symplektitisch. Selten ist der Biotit fetzig-xenomorph. In den leukokraten Bereichen der Biotit-Bändergneisse erscheinen auch Pflasterstrukturen mit mehr oder weniger verzahnten und lappigen Korngefügen. Myrmekitbildungen habe ich hie und da einmal beobachtet. Sie sind nie auffällig. Im Pegmatit PK 995 gibt es antiperthitische Bildungen in den Oligoklasen. Gleich auslöschende, stäbchenförmige und fetzige Kalifeldspataggregate sind zeilen- und häufchenweise eingelagert.

2. Hornblendegneisse mit schmalen Amphibolitlagen

Vom Monte Comino bis in den Riale Corno konnte ich eine Hornblendegneisszone mit schmalen Amphibolitlagen verfolgen. Sie liegt im Grenzbereich zwischen Forcoletta-Gneisszone und Gneisszone Aula-Spruga. Gegen W zu werden Teile von ihr auf beiden Seiten flankiert von aplitischen, hellen Forcoletta-Gneissen, die, wie bereits erläutert, den Plagioklas der Hornblendegesteine an gewissen Stellen beeinflusst haben. Im Riale Corno und auf dem Monte Comino führen diese Gesteine einen Oligoklas bis Andesin (PK 603 und 1010, siehe Tabelle 4). Gegen E zu verschmilzt dieser hornblendeführende Zug stärker mit der Gneisszone Aula-Spruga und baut deren S-Teil auf. R. KERN lässt ihn auf seiner Kartenskizze gegen E zu an Raum gewinnen und bezeichnet diese Gesteine als „hornblendeführende Gneise“, oft in Wechsellagerung mit Biotitgneissen. Im Kraftwerkstollen wurde ebenfalls ein hornblendeführender Biotitgneiss geschlagen (VS 2337)⁴). Ein weiteres solches Gestein (PK 996) fand ich nördlich des Hornblendegneisszuges im Riale Corno. Vielleicht entwickelt sich dieses bescheidene Vorkommen gegen E zu einem mächtigeren Amphibolitzug. Texturell und strukturell sind alle diese Gesteine den Biotit-Oligoklasgneissen sehr ähnlich. Amphibolite haben meist Mosaikstruktur.

3. Staurolith-Granatfels, gedritführend

Tektonisch von wichtiger Bedeutung ist das Auftreten einer Paragesteinslinse aus dem N-Teil der Gneisszone Aula-Spruga im Kraftwerkstollen bei km 2,815 (siehe Profil X, Tafel II). Dieser Fund, isoliert inmitten von Biotit-Bändergneissen, konnte an der Oberfläche nicht belegt werden.

⁴) Diese Zahl bezeichnet die Meterdistanz ab Stausee Palagnedra.

Wir treffen hier ein massiges, grobkörniges und richtungslos struiertes Gestein mit cm-langen Gedritstengeln (Pleochroismus: gelbbraun/fast farblos/grau) und Biotitblättern sowie grossen Granaten. Der strähnige Biotit mit $n = 1,625$ geht manchmal über in oft feinfaserigen, sphärolithischen Chlorit mit $n = 1,60-1,62$, $2V_z =$ klein, negativer Hauptzone, einer Doppelbrechung von ca. 0,007, einem Pleochroismus hellgelbgrün/grün und hier und da Zwillinglamellen. Diese Angaben deuten auf die Prochloritreihe. Zuweilen setzt sich der Biotit um in ein Mineral der Vermiculitreihe, mit $2V_x =$ klein, positiver Elongation, einer Doppelbrechung von ca. 0,02 und einem n , das etwas kleiner ist als $n_{\text{Antigorit}}$. Der Pleochroismus ist farblos/blassgrüngelb. Die Biotitblätter stechen keilförmig, sich zerfasernd, in die feinblättrigen Vermiculitzwickel. Wenige Faserbündel aus Sillimanit sind an Biotit und Chlorit gebunden. Staurolith kommt zuweilen auch mit Erz als Einschluss in Granat vor. Quarz und Plagioklas (Oligoklas-Andesin) sind spärlich. Der Gedrit ist verwachsen mit Staurolith und Granat. In seinen Prismen hat sich faseriger Chlorit wurm- und schlauchartig eingenistet. An einigen andern Stellen sieht man wie Antigorit mit hellgelbgrün/blassgrünem Pleochroismus, $2V_x =$ ca. 30, niedriger Doppelbrechung und positiver Elongation als Umwandlungsprodukt dieser Hornblende auftritt. Von den prismatischen Längsseiten her bohren sich in recht regelmässigen Abständen zahnförmige Keile in Querrisse ein, dem Ganzen ein kammartiges Aussehen verleihend. Die feinen Antigoritblättchen lagern sich zeilenartig senkrecht zu den Wandungen an und löschen gleichzeitig aus.

IV. Die Gesteine der Gneisszone Mosogno-Crana

Tektonisch noch tiefer liegt wieder eine Zone mit ganz bestimmtem Charakter ihrer gneissigen Hauptgesteine. Ihre Ausdehnung und Begrenzung möge man auf der geologischen Kartenskizze verfolgen. H. KOBE (1956) hat diese Gesteine, die in seinem Untersuchungsgebiet häufig vorkommen, ausführlich beschrieben.

Folgende Einteilung lässt sich machen:

1. Schlierig-bänderige und helle, aderig-augige Biotitgneisse, meist massig und grobkörnig.
2. Hornblendegneisse mit schmalen Amphibolitlagen.
3. Aplitische und pegmatitische Gesteine.

1. Schlierig-bänderige und helle, aderig-augige Biotitgneisse, meist massig und grobkörnig

TEXTUR UND VORKOMMEN

Sogleich erkennt man die typischen Merkmale dieser Gesteine. Es erscheinen schlierig-bänderige, striemige, flaserig-knotige und helle,

aderig-augige Biotitgneisse. Sie sind grobbankig, teils massig und von mittlerem bis grobem Korn. Es treten fluidale Strukturen auf. Das salische Material hat oft die Tendenz, aus den Schichtflächen zu treten. Die dunklen Gemengteile werden dann weggedrängt, umflossen und durchtränkt unter Ader- und Augenbildung, und oft sind Biotite in nebulitischen Putzen und Flecken angereichert in der leukokraten Masse. Dm-breite, konkordante, pegmatitische Bänder mit vorwiegend Plagioklas, die in direktem Zusammenhang mit der Augen- und Aderbildung stehen und weitgehend den gleichen An-Gehalt haben, durchsetzen das Gestein. Es sind einfach überdimensionierte Augen und Linsen, Letzt-kristallate, die als endogene Pegmatite zu betrachten sind.

MINERALBESTAND

Auf Tabelle 4, S. 186, ist der Mineralbestand von sechs Gneisstypen, wie sie am häufigsten vorkommen, registriert (VS 3592—VS 4213,5). Gegenüber der Gneisszone Aula-Spruga ist der Kalifeldspat-Gehalt erneut gesunken; der Biotit (z. B. $n = 1,648$) erleidet ebenfalls eine leichte Abnahme; Epidot und Titanit jedoch bleiben wichtige Übergemengteile. Hornblende tritt sporadisch auf, Turmalin ist seltener, während Apatit und Zirkon einzeln oft vorhanden sind. Betrachten wir den Plagioklas, so sehen wir, dass der gesamte An-Bereich über An_{24} liegt, eine Stufe, die nur zwei Gesteine der Gneisszone Aula-Spruga erreicht haben. Kein An-Bereich erstreckt sich etwa unter An_{20} wie z. T. dort. Der Durchschnitt liegt bei An_{28} , also an der Grenze zum Andesin. Wir finden somit, verbunden mit einer Abnahme des Kalifeldspates, eine entsprechende Erhöhung des An-Gehaltes.

PK 1016 stammt aus der Nähe einer Kalksilikat-Marmorlinse südwestlich Crana, welche metasomatisch als Ca-Lieferant für den umgebenden Gneiss in Erscheinung getreten ist; deshalb der hohe Epidotgehalt, vereint mit einem für diese Zone extrem kalkreichen Plagioklas.

STRUKTUR

Die Struktur dieser mittel- bis grobkörnigen, phlebitischen bis verworren stromatitischen Gneisse ist granoblastisch, ohne wesentliches Ineinandergreifen der Körner. In augig-flaserigen Mustern ist der Biotit zur Seite gedrängt und in welligen Zeilen angehäuft. Strukturell sind solche Typen weitgehend ähnlich mit den Augengneissen der Monte Rosa-Zone und der Orselina-Serie. Mineralogisch haben wir jedoch bei diesen granitische bis granodioritische, hier eher quarzdioritische Zusammensetzung. Myrmekitbildungen fehlen weitgehend.

2. Hornblendegneisse mit schmalen Amphibolitlagen

Am Isorno beim Stolleneingang Mosogno stehen solche Gesteine von wenigen Metern Mächtigkeit an. PK 1004b (siehe Tabelle 4, S. 186) stammt von einer Amphibolitlage dieses Vorkommens. Sie ist gegenüber den Gneissen unter 1. ausgezeichnet durch einen grösseren An-Bereich seiner Plagioklase, die etwas kalkreicher sein können. Diese Hornblendegesteine sind klein- bis mittelkörnig, variieren von Biotit-Hornblendegneisse zu Amphibolit und sehen denjenigen in der Gneisszone Aula-Spruga texturell und strukturell ähnlich.

3. Aplitische und pegmatitische Gesteine

Neben den trotz der texturellen Mannigfaltigkeit mineralogisch einheitlichen Imbibitionsogneissen, existieren noch gangartige, kalifeldspatreiche Pegmatitgranite, Aplitgranite und -gneisse, die ich zu einer kristallinen Spätphase stelle, verbunden mit einer exogenen Stoffzufuhr. Nur teilweise wurden sie den herrschenden Verhältnissen angepasst und vergneist. Auf Tabelle 4 sind vier Beispiele aufgeführt. Wir haben einen magnetitführenden Pegmatitgranit VS 3475, der Albit führt; dann zwei Aplitgranite VS 3750 und VS 4288. Diese beiden sind klein- bis mittelkörnig granoblastisch und z. T. symplektitisch. Schliesslich erscheint noch ein Aplitgneiss (VS 4355). In allen diesen Mustern kann Muskowit auftreten. An Stelle von Titanit kommt Magnetit vor. Bei VS 3750 und 4355 tritt wahrscheinlich der kalkreichste, bei diesem beträchtlichen Kalifeldspatgehalt noch stabile, Plagioklas auf (An_{18-25}), während in den beiden andern Mustern saurer Oligoklas und Albit vorhanden sind, die mit den Standardplagioklasen dieser Zone in keinem Zusammenhange stehen.

Wir finden in diesen Gesteinen Myrmekitbildungen. Kalifeldspat wird endoblastisch verdrängt.

Genetisches zu den Kapiteln I—IV

In der petrographischen Zonengliederung gelangen wir von N kommend aus einer hellen, grobbankigen, schlierig-aderigen Kerngneisszone (Gneisszone Mosogno-Crana) sukzessive in einen Bereich, der aus lagigen Biotit-Oligoklasgneissen von oft dunkler Farbe und Bändergneissen

aufgebaut ist (Gneisszone Aula-Spruga). Dann folgt ein Komplex mit aplitischen, feinkörnigen Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneissen von plattiger Textur (Forcoletta-Gneisszone). Schliesslich kommen wir in eine stark heterogen zusammengesetzte, paragesteinsreiche Zone (Orselina-Serie), die ihrerseits südlich abgelöst wird von hellen, augig-flaserigen Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneissen (Monte Rosa-Zone). Diese Zonen haben z. T. kontinuierliche Übergänge und sind streng konkordant durch eine syn- bis posttektonische Kristallisation miteinander verschweisst. Postkristalline Störungslinien überdecken teilweise ihre Grenzen und kleinere Diskordanzen im Schichtstreichen treten auf. Ihren jetzigen Charakter verdanken alle diese Zonen der mesozonalen alpinen Regionalmetamorphose.

In der tektonisch tiefsten Gneisszone Mosogno-Crana erreichte in meinem Untersuchungsgebiet die Metamorphose einen Höhepunkt. Diese Zone steht in nächstem Zusammenhang mit einem autochthonen Granitisationszentrum und bildet mit ihren phlebitischen und nebulitischen Kerngneissen eine bestimmte Fazies desselben. Mit dem Übergang in die nächsthöherliegende Gneisszone Aula-Spruga entfernen wir uns von diesem Granitisationsherd und treffen an Stelle der vorigen Gesteine nun Stromatite und z. T. dunkle, lagige Biotitgneisse von kleinerem Korn. Dies ist die Randfazies des Granitisationszentrums. Die mobilen, leukokraten Phasen nahmen ab und zirkulierten nur noch in streng von der Schieferung vorgezeichneten Ebenen. In beiden einander genetisch sehr nahestehenden Zonen haben wir jedoch praktisch den gleichen Plagioklas und der Kalifeldspat tritt zurück. Dies besonders in der Gneisszone Mosogno-Crana, wo auch deshalb wahrscheinlich der durchschnittliche An-Gehalt etwas höher liegt.

In der Forcoletta-Gneisszone ändern nun die Verhältnisse. Wohl treten in Bänken und Lagen ganz ähnliche dunkle, wenn auch feinkörnigere Biotitgneisse auf, die mineralogisch mit denjenigen der Gneisszone Aula-Spruga identisch sind (siehe Tabelle 4, S. 186, ganz links); die Mehrzahl der Gesteine erlitt jedoch hier eine intensive aplitische Durchtränkung durch Kalifeldspatsubstanz. Muskowit tritt auf, und der An-Gehalt der Plagioklase ist gesunken. Diese Kalifeldspatisierung hat sich auch ausgewirkt auf die benachbarte Gneisszone Aula-Spruga, wo im E Stromatite mit kalifeldspatreichen Bändern und Lagen vorkommen (siehe Tabelle 4), was zugleich dort den An-Gehalt der Plagioklase herabgesetzt hat. Sie wird auch der Grund dafür sein, warum hier quantitativ etwas mehr Kalifeldspat in den typomorphen Gesteinen vorhanden ist als in denjenigen der Gneisszone Mosogno-Crana. Schliesslich bringe ich auch

Aplitgranite und -gneisse der letzteren in Zusammenhang mit dieser Kalizufuhr. Selbst hier, im Gegensatz zu noch tiefer liegenden, mobileren Granitisationsbereichen wie z. B. im Verzasca-Kerngneiss, wurde der Plagioklas dieser Gesteine nicht ganz homogenisiert und demjenigen der Phlebite angeglichen. Wir erkennen vielmehr noch Divergenzen (Tabelle 4, ganz rechts).

Auswirkungen der Kalidurchtränkung sind auch in der Orselina-Serie in den mit der Forcoletta-Gneisszone in Kontakt stehenden Bereichen festzustellen. Dort finden wir ja sehr kalifeldspatreiche, albitführende Muskowitgneisse ($\pm$ Biotit) (siehe Tabelle 3, ganz rechts) und feinkörnige Biotit-Alkalifeldspatgneisse, die alle strukturell ähnlich den Forcoletta-Gneissen sind.

Nach H. H. READ (1955) erstreckt sich Granitisation über grosse Zeitintervalle und ist keineswegs als ein während einer Orogenese einmaliges Ereignis aus einem Guss zu betrachten. Die in die verschiedenen Granitisationsstadien verquickten Stoffe variieren in ihrer chemischen Zusammensetzung. So sind spät- und postkinematische Granite viel kalireicher als synkinematische, wo Natron vorwiegt. Diesen Fall haben wir auch hier primär verwirklicht. Gleichzeitig mit dem tangentialen Hauptzusammenschub der Alpen erfolgt eine Granitisation, wobei Natron über Kali vorherrschte. Es begannen sich die phlebitischen Gneisse und deren Randfazies zu bilden. Etwas später erfolgte nun als zweites Ereignis im Zusammenhang mit der Granitisation die K_2O -reiche, aplitische Stoffzufuhr, die vor allem randlich im S des Granitisationszentrums gegen die Orselina-Serie zu eindrang, wo wahrscheinlich eine gute Wegsamkeit in Form tektonischer Bewegungsflächen vorgefunden wurde. Hier wirkte weiterhin starke Durchbewegung, die jegliche Diskordanzen ausglättete. Als Produkt erhalten wir hier gut plattige, aplitische Gneisse, Typ Forcoletta. In der Gneisszone Aula-Spruga finden wir Anzeichen dieser aplitischen Stoffzufuhr in den Stromatiten im E-Teil. Wie bereits erwähnt, kommen in der Gneisszone Mosogno-Crana Aplitgranite und -gneisse vor, die mit dieser K_2O -reichen Intrusion von salischem Material in Beziehung stehen. Die Konkordanz gilt hier nicht mehr streng. Aplitgranite bilden Intrusivkontakte mit Diskordanzen oder Aplitgneisse mit fluidalen und nebulitischen Übergängen zu grobkörnigen Biotitgneissen zeigen solche Diskordanzen im Kleinbereich (vgl. H. KOBE, 1956, S. 313 ff.).

Die zeitliche Differenz zwischen diesen beiden Granitisationsphasen ist in tektonisch höheren Niveaus am Rande des Granitisationsherdes, wie in der Forcoletta-Gneisszone und im E-Teil der Gneisszone Aula-Spruga, nicht gross. Auch die jüngere ist hier noch synkinematisch, denn ihre

Produkte wurden von der alpinen Hauptfaltung gänzlich erfasst und vergneist. Näher beim Granitisationszentrum jedoch, wo Intrusions-, Injektions- und Assimilationsvorgänge die Bewegung vielfach überdauert haben, also in der Gneisszone Mosogno-Crana, scheint sie eher spät- bis postkinematisch zu sein.

Die Gesteine der Orselina-Serie wurden teilweise deckenartig auf diejenigen der Forcoletta-Gneisszone geschoben und erlitten zusammen mit den Gesteinen der Monte Rosa-Zone eine durchgreifende Metamorphose und Umkristallisation. Unterstützt vom intensiven tangentialen Zusammenschub in der Wurzelzone, wickelte sich der ganze Prozess der Gesteinsumbildung vor allem in konkordantem Rahmen längs den s-Flächen ab. In der Monte Rosa-Zone, z. B. in den granitartigen Gneissen der Costa di Faedo, sind allerdings manchmal fluidale Texturbilder zu erkennen, die ähnlich solchen der Gneisszone Mosogno-Crana sind. Diese Stellen etwas erhöhter Mobilität des Materials sind wahrscheinlich auch alpin. Es ist kaum anzunehmen, dass solche Strukturen als Relikte des gneissigen oder granitischen Ausgangsmaterials die alpine Regionalmetamorphose überdauert haben. Im Kleinbereich sieht man hie und da pegmatitisches Material, das auf kurzer Strecke die Gneisse diskordant durchsetzt. Postkinematische, mobile Phasen wurden keine beobachtet. Als syn- bis spätkinematischen Vorgang betrachte ich die vorwiegend konkordante, längszonale Pegmatitdurchschwärmung im Centovalli-Valle Vigezzo, die stellenweise sehr ausgeprägt ist. Ich vermute bei dieser vor allem eine exogene Kalizufuhr.

Ein Vergleich zwischen den Augen-Flasergneissen der Orselina-Serie und Monte Rosa-Zone und den Gneissen der Zonen von Mosogno-Crana oder Aula-Spruga zeigt uns, dass diese weniger Kalifeldspat und keinen Muskowit führen, also kaliarm sind. Ferner haben ihre Plagioklase einen etwas höheren An-Gehalt und äusserst auffällig ist das häufige Vorkommen von Epidot, der in den Flasergneissen fehlt. Ich nehme an, dass diese Tatsachen das Ausgangsmaterial widerspiegeln, aus dem diese Gesteine hervorgegangen sind. Im Falle der Flasergneisse in Orselina-Serie und Monte Rosa-Zone sahen wir, dass sie aus alten granitartigen Gneissen von ähnlicher mineralogischer Zusammensetzung hervorgingen, die während der alpinen Metamorphose ohne wesentliche Stoffveränderungen mesothermal durchgreifend umkristallisierten und neukonstituiert wurden. Als Ausgangsmaterial der Gneisse im Onsernone jedoch, inklusive die nachträglich kalidurchtränkten Forcoletta-Gneisse, vermute ich eher kalkhaltige Paragesteine, die eine ziemlich monotone Serie darstellten und wahrscheinlich zusätzlich noch mesozoische Horizonte enthielten.

Vielleicht spielten auch Orthogesteine eine gewisse Rolle, am ehesten in der Gneisszone Mosogno-Crana. Ein so zusammengesetzter Gesteinsverband wurde dann der alpinen Granitisation ausgesetzt. Bemerkenswert sind die Erscheinungen in einiger Distanz von einer Kalksilikat-

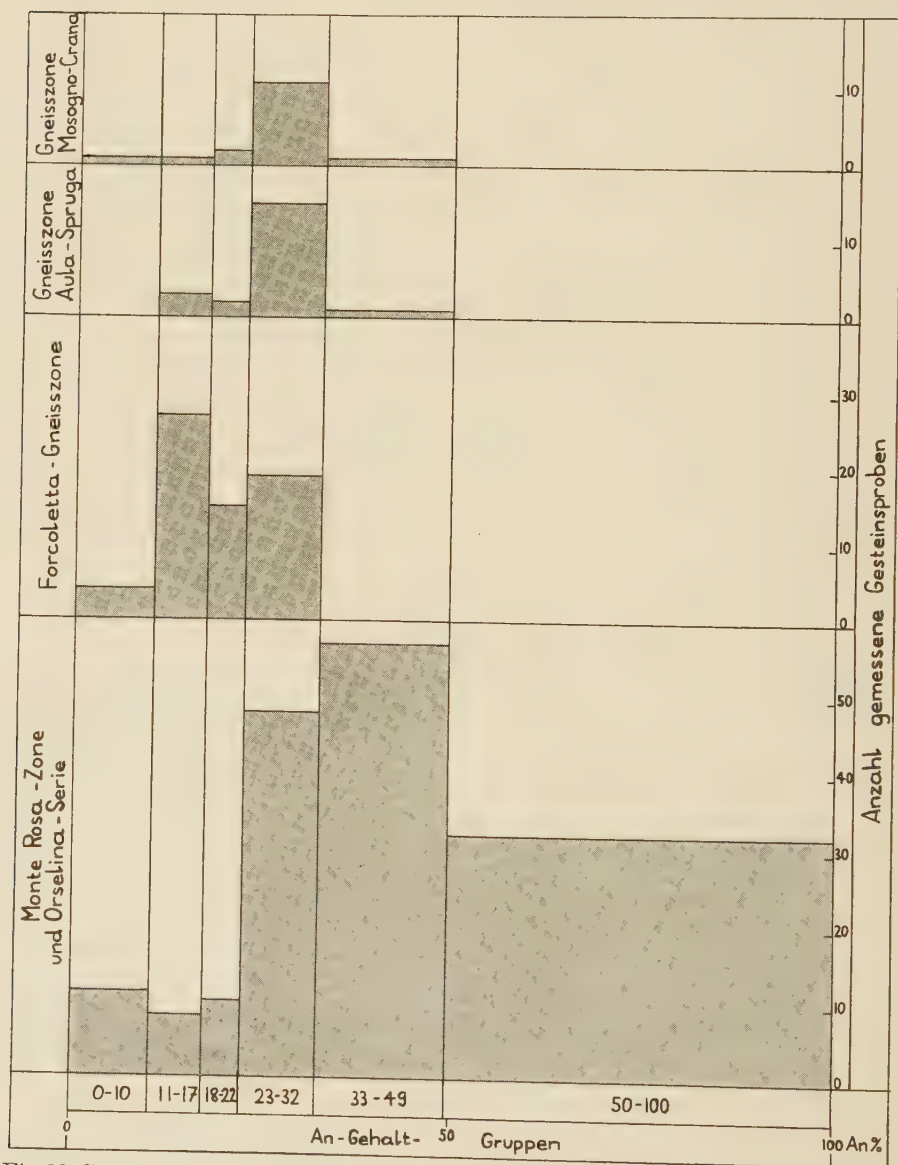


Fig. 23. Gesamtstatistik über den An-Gehalt der Plagioklase aller gemessenen Gesteinsproben. Alle Gesteinsarten wurden ca. proportional ihrer Häufigkeit berücksichtigt.



einlagerung westsüdwestlich Crana am Isorno, die schon S. 191 gestreift wurde. Hier findet man einen auffällig epidotreichen Gneiss mit hohem An-Gehalt der Plagioklase (siehe PK 1016 auf Tabelle 2). Er kann als ein von der Granitisation unvollständig assimiliertes Relikt kalkhaltiger Gesteine aufgefasst werden.

Auf dem beiliegenden Kärtchen sind Fundstellen von Gesteinen, deren Plagioklaszusammensetzung bestimmt wurde, eingetragen. In den Gneisszonen von Mosogno-Crana, Aula-Spruga und Forcoletta wurden alle ausgemessenen Gesteine berücksichtigt; in der Orselina-Serie und Monte Rosa-Zone hauptsächlich die Flasergneisse, Aplite und Pegmatite, sowie basische Gesteine mit kalkreichen Plagioklasen. Die einzelnen Zonen habe ich abgegrenzt. In diesen kommen die Charakteristika der Plagioklase gut zum Ausdruck, und die lithologischen Grenzen heben sich gut heraus. Man beachte den niedrigen An-Gehalt in der kalireichen Forcoletta-Gneisszone und im nördlichen Grenzgebiet der Orselina-Serie, ferner das Auftreten von kalkreichen Plagioklasen in der Orselina-Serie. Sehr ähnlich sind die An-Gehalte in den Gneisszonen Aula-Spruga und Mosogno-Crana. Im E-Teil jener fallen die Bändergneisse im Maggia-Kraftwerkstollen auf, welche kalifeldspatreiche, aplitische Bänder mit saurem Oligoklas führen.

Schliesslich zeigt Fig. 23 noch eine Gesamtstatistik über den An-Gehalt der Plagioklase aller gemessenen Gesteinsproben. Wir erkennen, dass die Gruppe An_{23-32} einerseits und die Gruppe An_{33-49} andererseits als stabilste Plagioklaszusammensetzungen zu betrachten sind. Dem Mineralbestand oder auch den chemischen Verhältnissen im Nebengestein gemäss wird sich der An-Gehalt der einen oder anderen einstellen. Besondere Verhältnisse, wie die Kalifeldspatisierung, vermochten den An-Gehalt gegen das saure Ende zu verändern und so entstanden noch untergeordnete Gruppen von An_{0-22} . Stark basische und kalkreiche Umgebung, wie stellenweise in der Orselina-Serie, hat dort die Gruppe An_{50-100} entstehen lassen, die aber eine allgemeine Tendenz zeigt, ihren An-Gehalt der stabilen Gruppe An_{33-49} anzupassen.

GEOLOGISCH-TEKTONISCHER TEIL

I. Überblick über die neuesten allgemeinen Ergebnisse im Tessin

Bereits in der Einleitung habe ich erwähnt, dass mein Untersuchungsgebiet zum lepontinischen Gneisskomplex gehört, der nach E. WENK (1956a) ein strukturell und mineralogisch in sich geschlossenes Gebiet

darstellt. Dieser Gneisskomplex wurde alpin durch regionale und syn- bis spätorogene, metamorphe und ultrametamorphe Vorgänge geprägt. Wir finden plastische Fließfalten mit flachen und steilen Achsen. Einerseits verlaufen diese, ganz im Gegensatz zum W-E-Achsenmuster der übrigen alpinen Gebiete, NW-SE und N-S, andererseits konvergieren sie in Wirbeln und Schlingen, was auf der Strukturkarte der Tessiner-alpen (E. WENK, 1955a) deutlich zum Ausdruck kommt. Ausgedehnte Kernkörper in Form von Decken, von schildförmigen Gewölben und autochthonen bis parautochthonen Stöcken aus hellem Gneiss von granitischer Zusammensetzung sind zu erkennen. Diese mächtigen Kerngneissvorkommen sind konkordant umgeben von Hüllen aus Paragesteinen, in die sie allmählich und ohne scharfe Grenze — ausgenommen an Intrusivkontakten — übergehen, indem zuerst Gneisse mit inhomogenem Strukturbild auftreten. Hülle und Kern der Deckenkörper sind eingfasst von metamorphen mesozoischen Gesteinen, die verschiedene tektonische Einheiten trennen. Die lepontinische Gneissregion ist der Bereich einer durchgreifenden, syn- bis posttektonischen, meso- bis katathermalen alpidischen Kristallisation (Tessinerkristallisation), welche die alten Strukturen fast völlig ausgelöscht hat. Sie ist als der am tiefsten aufgeschlossene Unterbau der Alpen zu betrachten. Ihre Grenzen, die im Detail noch festgelegt werden müssen, sind ungefähr folgende: Im N Tremola-Serie, Bedretto- und Piora-Mulde; im W westlich des Tosatales (nach P. BEARTH, mündlich); im S insubrische Störung; im E Misoxer-Mulde. Jenseits der Grenzen im E und W liegt das Pennin, das einen ganz anderen Bauplan besitzt. Hier finden wir das alpine Normalachsenmuster. Es sind die W-E-Achsen der unter Scherung nach N transportierten Überschiebungsdecken. Eine Übergangszone, bei der sowohl W-E- als auch N-S-Achsen vorkommen, schaltet sich zwischen das Lepontin und das Pennin. Im Pennin wirkte die alpine Metamorphose unter epizonalen Bedingungen. Alte Strukturen sind oft erhalten. Das Pennin bildet mit der nächsthöheren Einheit, dem Ostalpin, den Oberbau.

Sehr wichtig ist das genaue Feststellen des Grenzverlaufes der mesozonalen Mineralassoziation, d. h. der Metamorphoselinien. Beobachtungen lassen darauf schliessen, dass diese schief zu den geologisch-tektonischen Komplexen ziehen, z. B. quer durch die Misoxer-Mulde, Antrona-Mulde, Monte Rosa-Decke, so dass ein tektonisch tief gelegener Teil einer solchen „Einheit“ zum Lepontin, ein höherer zum Pennin gerechnet werden muss. Solche Untersuchungen sind zur Zeit im Gange.

II. Strukturen

In meinem Untersuchungsgebiet und etwas über dessen Grenzen hinaus habe ich eine detaillierte Strukturkarte aufgenommen (Tafel III). Die planare Paralleltextur wurde mit schwarz, die lineare mit rot dargestellt. Bei dieser habe ich ausgeschieden:

- a) Eigentliche b-Achsen, d. h. Kleinfältelung, Faltenachsen, Stengel- und Walzenscharen, Knitterungen;
- b) Elongationsrichtungen von Glimmern, Hornblenden, Augen und Flasern; Faserung des Gesteins.
- c) Lineation erzeugt durch Blockverstellungen, Pressungen, Harnischbildungen (Rillung oder Riefung). Dies sind spättektonische Bildungen.
- d) Wellungen, Buckelbildungen.

Fig. 24 zeigt eine Strukturkarte mit einem weiter gespannten Rahmen, die den SW-Teil des lepontinischen Gneisskomplexes erfasst. Sie hat einen ähnlichen Bereich wie diejenige, welche von E. WENK (1955b) veröffentlicht wurde, jedoch sind darin die neuesten Messungen berücksichtigt. Das schraffierte Feld umreißt die Ausdehnung der Detailstrukturkarte. Beiträge stammen vor allem von E. WENK, ferner von P. BEARTH, A. GÜNTHERT, J. PAPAGEORGAKIS und H. ZWEIFEL. Einige Messungen wurden den Arbeiten von H. KOBE (1956) und L. ZAWADYŃSKI (1952) entnommen. Einen Überblick über den ganzen lepontinischen Gneisskomplex vermittelt die bereits zitierte Strukturkarte von E. WENK (1955a).

Man erkennt, dass die b-Achsen- und Elongationsrichtungen zusammenfallen und ein homogenes Muster bilden. Im NW und W meines Untersuchungsgebietes fallen die Achsen durchschnittlich mit 25—30° gegen SE, drehen allmählich ab gegen E und verlaufen bei flacher werdendem E-Fallen fast in der Streichrichtung der steilstehenden Gesteinszonen der Wurzelzone. Zuweilen macht sich zonenweise ein gemäßigtes W-Gegenfallen bemerkbar. Es ist dies ein ganz analoger Verlauf wie derjenige der Achsenscharen im unteren Verzascatal: SE-Streichen, dann Einschnwenken nach E in die Schichtstreichrichtung der Wurzelzone und Konvergieren gegen den Wirbel von Bellinzona.

Wenden wir uns nun den Strukturen meines Untersuchungsgebietes im einzelnen zu. Ich verweise vor allem auf die Detailstrukturkarte und die Profile. Im E bei Intragna, Corcapolo, Aula und Mosogno stehen die Schichten steil und streichen gegen WSW. Weiter gegen W öffnet sich der ganze Schichtkomplex fächerförmig. Die Gneisszonen Mosogno-Crana

und Aula-Spruga fallen flacher gegen S ein und ziehen gegen WNW und NW. Auch die Forcoletta-Gneisszone zeichnet sich durch flacheres S-Fallen aus und streicht gegen W. Die Orselina-Serie und die Monte Rosa-Zone, durch spätektonische Störungen lokal stark verstellt, ziehen bis zum Valle degli Orti ohne Komplikationen gegen SW und bilden eine Fächerstruktur: Gegen N zuschreitend gelangt man nämlich aus N-fallenden Schichten in S-fallende. N Dissimo bemerkt man stärkeres SW-Streichen. W des Valle degli Orti aber erscheint ein für die Wurzelzone unerwarteter geologischer Bau. Der N-Teil der Orselina-Serie entwickelt sich zu einer nach N ausladenden Decke mit axialem ESE-Gefälle, der *Ziccher-Sassone-Decke*, während der S-Teil unverändert gegen WSW streicht. Durch das Divergieren und Flachlegen der bei Mosogno, Aula und Intragna einförmig steilstehenden, WSW verlaufenden Schichtpakete und durch deren axialen Anstieg gegen WNW und NW wurde Raum geschaffen. So konnten sich am Sassetto, Monte Ziccher und bereits in kleinerem Masse bei der A. Rovina die Flasergneisspakete flachlegen.

Intern beobachtet man, dass die Gneissplatte Sassetto-Monte Ziccher in zwei Blöcke geteilt ist, in einen südlichen, sehr flach liegenden, und einen nördlichen, steilstehenden, der u. a. den Gipfel des Monte Ziccher aufbaut. Wahrscheinlich hat der Widerstand der stirnwärts sich befindlichen Olivinfelsmassen den nördlichen Teil der Gneissplatte hochgepresst. Als weitere Elemente der Decke liegen unter diesen Flasergneisspaketen die äusserst formbaren, schieferigen Amphibolite des Komplexes Alpe

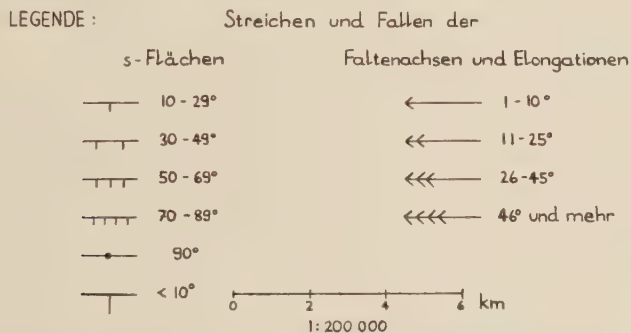


Fig. 24. Strukturkarte des Gebietes zwischen Maggiatal-Lago Maggiore-Domo-dossola und Valle di Campo. Das Untersuchungsgebiet ist durch Punktraster hervorgehoben.

Marco-Alpe Rovina mit den eben erwähnten ultrabasischen Gesteinen; anschliessend im Liegenden folgen die Granatglimmerschiefer ($\pm$ Staurolith) mit Biotit-Muskowitgneissen Typ e. Paraschiefer und Biotit-Muskowitgneisse streichen von der Alpe Rovina gegen WNW. Westlich dieser Alp beobachten wir in ihnen Faltenbildungen. Diese Gesteinsserie erreicht über die Cima di Caneto den Pzo. Formalone und die Cima del Sassone. Kleinfältelungen sind überall sehr häufig. Nun wechselt die Streichrichtung gegen SW und S, sogar gegen SE. Amphitheaterartig sich ausweitend, umkreisen Paragesteine und Biotit-Muskowitgneisse den Talgrund der Alpe Marco und von La Colla, bauen, gegen E und SE fallend, den oberen Teil des Rückens Oratorio di San Rocco-Cascine di Mezzo auf und schwenken dann wieder gegen SW ein. Über La Colla und Alpe Marco hinweg sind diese Gesteine zu verbinden mit den ihnen identischen Paragesteinen und Gneissen, die unter der Flasergneissplatte des Sassetto liegen. Im Riale di Vocogno bereits merkt man überhaupt nichts mehr von einer tektonischen Komplikation. Die Schichten streichen normal gegen WSW.

Die inkompetenten, schieferigen Amphibolite begleiten im tektonisch Hangenden die obige Gesteinsserie. Nordöstlich der Alpe Marco und ostnordöstlich des Monte Ziccher erreichen sie ihre grösste Mächtigkeit, welche östlich der Alpe Rovina und im Tal des Riale Vasca stark abnimmt. Auch sie beschreiben die trichterförmige Ringstruktur, jedoch mit viel engerem Radius. Von der A. Marco verlaufen sie hinüber zum Talkessel von Scaroni und sind zu verbinden mit einem kleinen Vorkommen beim Oratorio di San Rocco. Von hier weg muss man sie mit den schieferigen Amphiboliten unter der Sassetto-Gneissplatte in Beziehung bringen. Dann schwenken auch sie in die SW-Richtung ein und sind in stark reduzierter Mächtigkeit in einem Aufschluss östlich Cascine di Mezzo zu suchen, von wo sie zum Riale di Vocogno ziehen.

Selbst die eher kompetenten Flasergneisse des Sassetto und des Monte Ziccher lassen einen gewellten Verlauf erkennen mit einer südöstlich verlaufenden Faltenachse. Diese verhindert, dass westlich des Sassetto nochmals eine flachliegende Flasergneissplatte erscheint. Wir finden deshalb dort nur noch den steilstehenden Stiel dieser Gneisse nach WSW ziehen, z. B. südlich Cascine di Mezzo und nördlich Vocogno (Steinbruch). Folgen wir ausschliesslich den planaren Paralleltexturen der Gesteinsserien und stellen uns die gebogenen und gewellten, zylindrischen und trichterförmigen Schichtgebilde räumlich vor, so sehen wir, dass die linearen Paralleltexturen, also die gemessenen b-Achsen und Elongationsrichtungen, mit deren Achsen gut übereinstimmen.

Die Ziccher-Sassone-Decke ruht auf der Forcoletta-Gneisszone. Diese entwickelt sich westlich der Punta della Forcoletta zu einem sehr flach liegenden, über weite Distanzen sich erstreckenden, wellig-faltigen Gneisskomplex, dessen Einzelpakete vielfach dachziegelartig übereinander liegen und der ein axiales SE-Gefälle von $25\text{--}30^\circ$ hat. Seine Mächtigkeit kann um 4000 m betragen. Die Streichrichtung dieser Gneissmasse wechselt schon zwischen Riale di San Antonio und Rio del Corno nach SW, so dass gegenüber der westlich und westnordwestlich ziehenden Ziccher-Sassone-Decke an der Linie nördlich Cima di Caneto bis Cima del Sassone eine Diskordanz festzustellen ist. Die Forcoletta-Gneisszone taucht gegen S in wellenartigen, buckeligen Fliessfalten unter die Ziccher-Sassone-Decke und erscheint kuppelförmig in zwei Fenstern beim Zusammenfluss Scaroni/Riale di San Marco und bei der Alpe degli Orti. An beiden Orten treffen wir horizontalliegende Schichtpakete. Schon S. TRAVERSO (1895) hat die Verhältnisse bei der A. Marco auf einem Profil recht gut abgebildet.

Betrachten wir an der Ziccher-Sassone-Decke die Lagerungsverhältnisse östlich des Monte Ziccher, so stellen wir eine Querfaltung fest. Die inkompetenten, schieferigen Amphibolite, sowie die Flasergneisspakete direkt in deren Hangendem streichen nach SSE und SE und fallen gegen WSW und SW. Die Faltenachsen verlaufen N-S und NW-SE. Stark ausgeprägte Falten-, Walzen- und Knitterstrukturen mit solchen Achsenrichtungen finden sich in den Amphiboliten westlich der Alpe degli Orti. Weiter im Hangenden der Gneisse verliert sich diese Querstruktur, und wir beobachten wieder W- bis SW-Streichen. Ein ganz ähnliches SE bis E fallendes Streichen der s-Flächen tritt unter der Sassetto-Gneissplatte und an deren Basis östlich des Riale di Marco auf. Auch hier ist weiter im Hangenden, in den Gneissen auf dem Sassetto selbst, nichts mehr zu bemerken von dieser Struktur. Erst im oberen Valle Rodéggia deuten basale Gneisskomplexe wieder solche Querstrukturen an. Diese Beobachtungen zeigen uns, dass hier in kleinerem Rahmen Tangential-Bewegungen von W nach E oder umgekehrt stattgefunden haben. Entweder wurde ein Teil der Ziccher-Sassone-Decke von W her gegen die sich verengenden und steilstellenden Schichten der Orselina-Serie und der Forcoletta-Gneisszone gedrückt, oder aber, was naheliegender ist, das kuppelartige Aufwölben der Forcoletta-Gneisse von Scaroni-A. Marco und A. degli Orti hat die Ziccher-Sassone-Decke an den betreffenden Stellen emporgepresst und ein leichtes Zusammenstauchen, verbunden mit einer Verengung zwischen Sassetto und Monte Ziccher, bewirkt.

Im Valle Onsernone erkennen wir zwei flachliegende Flanken, die

teilweise ineinander übergehen. Die eine zieht SW–NE über die Bocchetta di Muino, den Riale di San Antonio und den Rio del Corno, bestehend aus Forcoletta-Gneissen und Gesteinen der Gneisszone Aula-Spruga. Die Streichrichtungen der s-Flächen wechseln z. T. von N–S bis WSW–ENE, so dass dieser ganze Gneisskomplex aufgebaut ist durch treppenartige Falten mit SE bis ESE fallenden Achsen. Die andere Flanke, aufgebaut aus Gesteinen der Gneisszonen von Aula-Spruga und Mosogno-Crana zieht SE–NW über Valle di Büra Richtung Comologno. Die erste Flanke bildet ein axial nach E fallendes Gewölbe bei Spruga, die zweite lässt zwischen Crana und Comologno ein Gewölbe entstehen, dessen Achse nach WNW geneigt ist, und das etwas nördlich vom ersten durchzieht. Gegen Mosogno zu verschwindet dieses Gewölbe, das bereits von H. PREISWERK u. a. (1936) auf dem tektonischen Kärtchen mit einem flachen Fallzeichen bei Crana angedeutet wurde, und die Schichten stellen sich wieder einförmig steil. Beide nördlichen Gewölbeschenkel liegen äusserst flach auf der linken Talseite des Onsernone. Alle diese Verhältnisse kommen auf der Strukturkarte deutlich zum Ausdruck. Verfolgen wir den Verlauf der gemessenen Elongationen und Stengelachsen und konstruieren wir die Schnittgeraden der s-Flächen, so erkennen wir, dass sie mit den Grossgewölbeachsen übereinstimmen.

III. Spättektonische Bildungen

In meinem Untersuchungsgebiet fallen sogleich Scharen junger Störungszonen auf. Wir finden hauptsächlich zwei Richtungen: Eine E–W und eine um N–S verlaufende. Diese Störungen gehören zu den jüngsten tektonischen Ereignissen und haben auf sämtliche Gesteine, inklusive die jungen Pegmatite, ihre destruktiven Auswirkungen, verbunden mit Neubildungen, ausgeübt. Kataklaste und Mylonitisierung erfolgte längs schmalen Scher- und Harnischflächen und liessen das anstossende Gestein praktisch völlig intakt, so dass wir von Kakiritisierung sprechen müssen. Wir entdecken im Nebengestein höchstens einzelne zerbrochene Mineralien und solche mit undulöser Auslöschung. Eine vielerorts starke Häufung solcher Scher- und Rutschflächen jedoch zerschnitt auf mehrere Meter (z. T. bis 100 m breit) das Gestein und zertrümmerte es zur Unkenntlichkeit. Es wurde teilweise zu Grus verkleinert, zu Pulver zermahlen und in weissen und grauen Ton umgewandelt. Den Scherflächen ist Gesteinsmehl eingelagert, oder es haben sich Neubildungen wie Quarz, Serizit, Albit, Kalifeldspat, Prehnit, Epidot, Chlorit, Kalzit, Titanit und Zeolithe angesiedelt, von denen schon im petrographischen

Teil die Rede war. Besonders Quarzsubstanz zirkulierte in den Quetschzonen und siedelte sich dann in Linsen und Boudins zwischen den Scherlinien an. Ausgedehntere Kakirit- und Quetschzonen habe ich auf der geologischen Kartenskizze angegeben. Ausführliche Auskunft über die Petrographie der Kataklasite gibt die Dissertation von L. ZAWADYŃSKI (1952), der sie im Valle Onsernone gründlich studiert hat.

Vor diesen jüngsten Störungen jedoch fanden, wie die Beobachtungen zeigen, in einer Spätphase der alpinen Kristallisation, Mylonitisierung und Kataklaste infolge Verschieferungen, Pressungen und Verstellungen statt, die jedoch meist weitgehend verheilten. Spuren dieser spätkristallinen Vorgänge, die ungefähr gleichzeitig mit der Pegmatitdurchtränkung stattgefunden haben, finden wir in den stark schieferigen Forcoletta-Gneissen mit Quarzausscheidung (Pseudopegmatite) nördlich der Bocchetta del Sassone und in verschieferen, verbogenen und gepressten Gneisspaketen an der Centovallistrasse. Man erkennt zuweilen noch eine verschwommene, blastomylonitische Kleinkornstruktur. Es wird sich hier um eine Frühphase des insubrischen Aufschubes handeln. ZAWADYŃSKI (S. 24) bezeichnet diese Phase auf seiner Zusammenstellung als Kataklaste II. H. P. CORNELIUS und M. FURLANI-CORNELIUS (1930, S. 267/268) haben sie westlich des Comersees am Tonalit beobachtet, der während oder gleich nach der Erstarrung stellenweise verschiefert wurde. Es folgen dann die jüngsten tektonischen Vorgänge der insubrischen Phase, deren Störungs- und Ruchelzonen ich auf Tafel V zusammengestellt habe. Ich ergänzte dabei meine Beobachtungen durch Angaben in der Übersichtskarte von W. LEUPOLD und L. ZAWADYŃSKI, die in der Dissertation des letzteren publiziert wurde. Ferner benutzte ich dazu noch Ergebnisse von H. KOBE (1956).

Deutlich kommen auf der Karte das E-W- und das N-S-Störungssystem zum Ausdruck. Das erstere fällt meist steil gegen N und S ein und ist ein Zweigstörungssystem der insubrischen Linie, welche eine der bedeutendsten Dislokationslinien der Alpen ist und das Seengebirge von den Alpen trennt. Sie verläuft vom Tonale-Pass gegen W durch das Veltlin zum Iorio-Pass und ins Val Morobbia. Nach V. NOVARESE (1929, S. 163) und P. WALTER (1950) zieht sie nördlich der „Zona diorito-kinzigitica“ an deren Grenze zur Zone des Canavese weiter. Ich habe sie südlich des Pizzo Leone eingetragen. Feldbegehungen nordwestlich des Comersees bei Livo und Dosso del Liro haben gezeigt, dass dort nördlich der insubrischen Linie in einer breiten Zone ein ganzes System von Zweigstörungen, die ca. E-W verlaufen, auftritt. Dieses Phänomen haben wir also auch im Centovalli. Es besteht ein nördlicher Ast der insubri-

schen Linie mit einer Parallelschar von Störungen, deren Intensität von Ort zu Ort sich ändert. Ich bezeichne ihn als *Centovalli-Störung*. Interessant ist nun, dass die E-W-Störungen sich fast ganz auf die Monte Rosa-Zone und die Orselina-Serie beschränken. Vor allem wurden Schwächezonen für die Anlage dieses Ruschelsystems bevorzugt. Eine besonders ausgeprägte Linie mit zahlreichen grösseren Kakiritzonen ist von der Bocchetta di Muino bis nach Intragna beinahe lückenlos zu verfolgen. Sie folgt der Auflagerungsfläche Orselina-Serie/Forcoletta-Gneisszone, also einer Schwächezone, hervorgerufen entweder nur durch die lithologische Verschiedenheit der Gesteine, oder aber durch das ehemalige Vorhandensein eines tektonischen Kontaktes, der durch die alpine Kristallisation verschweisst wurde. Für das letztere sprechen die Diskordanzen des Schichtstreichens und -fallens zwischen den beiden Zonen an der Linie Cima di Caneto-Cima del Sassone und die oben erwähnten verschieften Forcolettagneisse nördlich der Bocchetta del Sassone.

Eine andere Bruchlinie hat die tektonische Schwächezone zwischen steilstehendem und flachliegendem Teil der Ziccher-Sassetto-Gneissplatte südlich des Monte Ziccher benutzt. Sehr stark verruscht wurde die von den Pegmatiten durchtränkte, wegsame Zone, was typisch ist für die Ausnützung von Diskontinuitätsflächen durch Störungslinien. Ausgedehnte Quetsch- und Trümmerzonen östlich Craveggia, nordöstlich Dissimo, westlich und östlich Camedo, bei Moneto, Palagnedra und der Station Verdasio sind beredte Zeugen davon. In der unteren Ribellasca mag auch ein Wechsel in der Streichrichtung, verbunden mit Spannungen in den Schichtpaketen, die Voraussetzungen zu einer intensiven postkristallinen Überarbeitung geschaffen haben. Es ist auch festzustellen, dass eine Häufung der Ruschelzonen eintritt mit der Mächtigkeitsabnahme und dem Verengen der Orselina-Serie westlich Camedo. Wahrscheinlich sind auch deshalb starke Spannungen entstanden.

Die ungefähr N-S ziehenden Brüche fallen steil gegen W und E ein. Eine Hauptruschelzone streicht westlich der A. Ruscada und zwischen Spruga und Comologno durch über das Valle di Vergeletto bis ins Valle di Campo. Bezeichnend ist, dass sie zwischen den beiden Gewölben bei Spruga und Comologno durchzieht, dort eine umfangreiche Trümmerzone ausbildet und sich in Richtung der NW fallenden Gewölbeachse weiter fortsetzt. Ein weiterer wichtiger Bruch zieht von nordöstlich Lionza über Crana nach Gresso. Auch hier bestimmte vielleicht eine tektonische Komplikation, die kuppelförmige Aufwölbung bei Crana, den weiteren Verlauf.

Die altersmässigen Beziehungen zwischen dem E-W- und N-S-System konnten nicht ganz sicher abgeklärt werden. ZAWADYŃSKI (S. 25, Tabelle) erwähnt als Ursache der Kataklase III den Aufschub an der insubrischen Linie verbunden mit E-W-streichenden Bewegungsflächen. Später erfolgte Kataklase IV mit Ausbildung der N-S-Trümmerzonen. In meinem Untersuchungsgebiet jedoch beobachtete ich (siehe Kartenskizze mit den Störungszonen, Tafel V), dass die N-S-Brüche im Gebiete der Centovalli-Störung zerschnitten und relativ unbedeutend werden. Viele können als Federbrüche im Zusammenhang mit dem E-W-System gedeutet werden. Die bedeutenden N-S-Brüche aber, wie z. B. derjenige von Comologno/Spruga-A. Ruscada-Monte Rotondo, können schwerlich mehr weit in das Gebiet der Centovalli-Störung verfolgt werden. Nordöstlich Olgia stellte ich eine breite, offenbar alte NW-SE-Kluft fest, die in ihrem Oberteil frisch von einer über 100 m mächtigen E-W-Quetschzone zerschert und zerschnitten wurde. Detailbeobachtungen an Kreuzungsstellen des N-S- und E-W-Systems ergaben in vielen Fällen, dass die Scherlinien des ersteren an diejenigen des anderen anstossen und angeschleppt, stückweise zerteilt und verstellt wurden. Allerdings lagen an einigen andern Orten die Verhältnisse nicht so, dass man einen eindeutigen Schluss über das relative Alter der beiden insubrischen Bruchsysteme hätte ziehen können. Immerhin betrachte ich es als sehr wahrscheinlich, dass die E-W-Centovalli-Störung, verbunden mit kleineren N-S-Brüchen, etwas jünger bis gleichzeitig in bezug auf das N-S-Störungssystem ist. Ich besitze keinerlei Belege dafür, dass das N-S-System gemäss der Tabelle in ZAWADYŃSKIS Arbeit jünger als die Centovalli-Störung angesetzt werden könnte. Wahrscheinlich wurden die Hauptbewegungsflächen beider Systeme wiederholte Male und in verschiedenem Masse von der Durchbewegung erfasst. Es ist möglich, dass eine gewisse zeitliche Diskrepanz zwischen der Centovalli-Störung und dem südlichen Hauptast der insubrischen Linie an der Grenze „Zona diorito-kinzigitica“/Zone des Canavese besteht. Letztere, zusammen vielleicht mit einigen E-W-Störungszonen weiter nördlich und mit konkordanten Aderkataklasiten im Onsernone (nach ZAWADYŃSKI), wäre etwas älter und würde zu einem ersten insubrischen Hauptaufschub gehören, verbunden mit einer nachfolgenden Ausbildung von N-S-Klüften als Ausgleichsbewegung. Etwas später wurde der Aufschub weiter intensiviert. Es entstanden Verstellungen und Gleiten von Gesteinspaketen teilweise von grosser Mächtigkeit an den E-W-Bewegungsflächen. Die breiten Ruschelzonen der Centovalli-Störung bildeten sich weiter aus. Gleichzeitig erfuhr das N-S-Bruchsystem eine nochmalige Durchbewe-

gung, die manchmal von den Scherungen an den E-W-Flächen überdauert wurde.

Die Verwerfungsbeträge an den Bewegungsflächen sind schwierig abzuschätzen. Beim N-S-Bruchsystem schätze ich sie von der Grössenordnung Zentimeter-Meter bis Zehner von Metern. Sie können vertikal und schräg bis horizontal in Erscheinung treten. Horizontalverstellungen sind wahrscheinlich auch in der Grössenordnung von 100 m erfolgt. Auch Kippbewegungen kommen vor. Bei der E-W-Centovallistörung mögen die Sprunghöhen an manchen Bewegungsflächen viel grössere Beträge erreichen, vielleicht einige hundert Meter. H. P. CORNELIUS und M. FURLANI-CORNELIUS (1930) geben für einen Teilbetrag der Vertikalkomponente an der insubrischen Linie 2000—3000 m an. In ihrer nördlichen Zweigzone werden einzelne Pakete wohl im Hundertmeterbereich gegeneinander verschoben sein. Horizontalverschiebungen bewegen sich im Dezimeter- bis Meterbereich. Auf Tafel V habe ich Messungen der überwiegend steil stehenden Rutschharnische besonders bezeichnet.

H. P. CORNELIUS und M. FURLANI-CORNELIUS (1930) gelangten in ihrer ausgezeichneten Arbeit über die insubrische Linie zum Schluss, dass der Nordflügel nach S überschoben wurde. Nach den alpinen Deckenbewegungen von S nach N und den spätkristallinen, pegmatitischen Durchtränkungsphasen erfolgte postkristallin eine steile Aufschiebung von N nach S an der insubrischen Linie. Auf S. 268 zeigen diese Autoren eine Detailskizze eines steilstehenden Tonalits mit diskordanten Pegmatitadern, wobei an N-fallenden Scherflächen der Nord- auf den Südflügel geschoben wurde. Am Freilaufstollen-Eingang Palagnedra konnte ich ganz ähnliche Verhältnisse beobachten, die diesen Sachverhalt bestätigen. Steilstehende Gneisse mit konkordanten Pegmatit- und Quarzadern wurden von flach N-fallenden Bewegungsflächen durchschnitten, wobei die über der Scherlinie liegenden Gneisspakete einige Dezimeter nach S über die darunter befindlichen fuhren. Dass Bewegungen gegen S stattgefunden haben, sieht man auch in einem Bach etwas nordwestlich des Stolleneinganges, wo ein Gneisspaket über schieferige Biotitgneisse glitt, so dass diese teilweise horizontal zu liegen kamen. Auch im grossen, auf Tafel III, kommt die nach S gerichtete insubrische Bewegung an denselben Stellen gut zum Ausdruck. In der Centovalli-Störung nördlich und nordwestlich Palagnedra drehen Schichtkomplexe aus der WSW-Streichrichtung bis SSW. Nordwestlich und nordöstlich Camedo hingegen streichen symmetrisch dazu ganze Pakete südöstlich und ostsüdöstlich. Es ist deshalb anzunehmen, dass nördlich des Stausees lokal starke, keilförmige Bewegungen nach S stattgefunden haben, die westlich

und östlich die Schichtpakete in die Stossrichtung abgedrängt haben. In diesem Zusammenhang mag auch auf die Ungleichheit in der Streichrichtung der beiden Flügel eines N-S-Bruches hingewiesen werden. Dieser befindet sich östlich von „Valle dei Mulini“. Beide Seiten wurden längs der Störungslinie im gleichen Sinne gegen S bewegt. Dabei wurden die an den Bruch stossenden Teile am weitesten transportiert.

Solche Blockverstellungen an einem Bruch können, wenn auch vertikale Komponenten mitspielen, Richtung und Neigung der Faltenachsen beeinflussen, so dass man auf beiden Seiten der Bruchlinie verschiedene, z. T. entgegengesetzte Werte erhält. Ähnliche Verstellungen von grösseren Gesteinsverbänden an Brüchen haben vielleicht auch dazu geführt, dass wir Zonen finden, wo das axiale Gefälle entgegen der allgemeinen Achsenneigung gerichtet ist. So z. B. westlich der Cima del Sassone, nordwestlich Dissimo und im Gebiete der Punta della Forcoletta, wo überall W-Fallen der Lineationen zu beobachten ist. An der letzterwähnten Örtlichkeit fällt auf, dass der grosse N-S-Bruch Monte Rotondo-A. Ruscada streckenweise ungefähr die Grenze bildet zwischen einer westlichen Zone mit W-Fallen und einer östlichen mit E-Fallen der linearen Paralleltexur.

Verfolgen wir die Centovalli-Störung, so stossen wir immer wieder auf Gesteinspakete, die aus dem normalen Streichen herausfallen und oft stark schräg zu den Scherflächen verstellt sind, meist NE-SW, seltener NW-SE streichend. Eine interessante Erscheinung an den E-W-Störmlinien nordöstlich Costa di Faedo ist eine steilstehende Schlinge mit W-geneigter Achse. CORNELIUS und FURLANI-CORNELIUS (S. 287) zitieren dies als „Wirbel mit vertikalen Achsen“. Ich vermute, dass der Übergang von der einen zur andern Streichrichtung bruchweise vor sich geht und durch kleine Schollen vermittelt wird.

IV. Die regionalen Zusammenhänge

1. Die Monte Rosa-Zone

Wir sind nun in der Lage, den westlichen Teil der Tessiner Wurzelzone tektonisch neu zu gliedern. Als Ausgangspunkt nehmen wir die Zonengliederung im E-Teil der Wurzelzone, dargestellt auf S. 89. Ich verweise vor allem auch auf die tektonische Kartenskizze (Tafel IV). Den südlichsten Abschnitt meines Untersuchungsgebietes bildet die *Monte Rosa-Zone*. Sie entspricht der Zone von Locarno und zieht gegen

W über Palagnedra, Costa di Faedo, Pzo. Ragno nach Beura. Dann quert sie das Ossolatal und ist, wie schon erwähnt, mit den Augengneissen von Macugnaga, der tiefsten Zone der Monte Rosa-Decke, zu identifizieren. Durch die mesozonale, postkinematische Metamorphose wurde in meinem Untersuchungsgebiet die Monte Rosa-Zone alpin mit der nördlich anschliessenden Orselina-Serie verschweisst. Spättektonisch wurde ihre Nordgrenze durch die Centovalli-Störung durchschnitten. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, dass vor diesen Vorgängen zwischen den beiden Zonen auch im Centovalli-Valle Vigizzo ein tektonischer Kontakt vorgelegen hat. Das W- und WNW-Streichen der s-Flächen auf dem westlichen Teil der Costa di Faedo läuft nicht konform mit dem WSW-Streichen der Orselina-Serie, was nicht unbedingt auf junge Störungen zurückgeführt werden muss, sondern eventuell auf präkristalline Selbstständigkeit schliessen lässt. Ferner ist ein Unterschied in den linearen Paralleltexturen festzustellen. Im W-Teil der Costa di Faedo haben wir W-Fallen der Lineationen, weiter östlich E-Fallen, so dass eine kleine axiale Kulmination vorliegt. Nördlich davon, in der Orselina-Serie, erscheint fast durchwegs E-Fallen. Auch weiter im W im Gebiet des Pzo. Ragno sehen wir eine Diskrepanz in der axialen Neigung der Monte Rosa-Zone und der Orselina-Serie.

Nach P. BEARTH (1957) haben die Augengneisse von Macugnaga die Form einer nach N überliegenden Antiklinale. In der Monte Rosa-Zone, ihrer östlichen Fortsetzung, fand M. BLUMENTHAL (1952) regelmässigen Antiklinalbau am Pzo. Ragno, in Form eines Wurzelgewölbes mit axialem W-Fallen, was von Hrn. Prof. WENK und mir an Ort und Stelle bestätigt werden konnte (siehe Fig. 24, S. 200). BLUMENTHAL (S. 245) schreibt, dass weiter östlich kein solcher Antiklinalbau mehr sichtbar sei. Dazu möchte ich bemerken, dass westlich und nordöstlich Folsogno (siehe Tafel III) an der Costa di Faedo ein N und ein S fallender Flügel in der Monte Rosa-Zone anzutreffen sind, die ich als stark zusammengepresste und axial leicht E fallende Fortsetzung des Ragno-Gewölbes betrachte. Weiter gegen E fallen die Gneisse isoklinal gegen N ein. Wir sehen, dass vom Monte Rosa-Kristallin her gegen E ähnliche Strukturelemente über weite Distanzen zu verfolgen sind in Gebiete, die einer höheren Metamorphose unterworfen wurden. Es ist nach P. BEARTH (1957, S. 169) möglich, dass diese gewölbeartigen Elemente östlich des Ossolates, die gegen E zusehends verkümmern, als zusammengeschrumpfter Antiklinalbau der Augengneisse von Macugnaga zu betrachten sind. Es bestehen Analogien zu den Gewölben von Crana und Spruga-Comologno, so dass alpine Entstehung angenommen werden darf.

Verfolgen wir das Axialgefälle vom Monte Rosa ostwärts, so beobachten wir zuerst bis östlich Vanzone einen axialen Aufstieg gegen E (BEARTH, 1956a, Fig. 1). Westlich und östlich des Ossolatales bei Pallanzena und Beura erfolgt eine Achsendepression gegen E. Dann steigen die Achsen wieder an über den Pzo. Ragno bis zu einer erneuten Kulmination an der Costa di Faedo. Im Vergleich zu den nördlich anschliessenden Gebieten besitzt die Monte Rosa-Zone eine eigene Struktur, die jedoch im Gebiete zwischen Ossolatal und Sta. Maria-Maggiore besser erforscht werden muss.

Zum Schluss möchte ich ein Kärtchen von O. FRIEDENREICH (1956, Fig. 1) richtigstellen. Die Zone von Arcegnio ist hier mit falschem Verlauf eingezeichnet. Sie zieht nicht nach W an die Melezza östlich Olgia. Vielmehr streicht sie südlich dieses Flusses in SW-Richtung. Analog streicht die Zone des Canavese ebenfalls nicht nach W an die Melezza.

2. Die Orselina-Serie

Unter diesen Begriff fallen die *Orselina-Zone*, die *Injektionsgneisszone von Ponte Brolla* und die *Zone von Contra-Vallone*. Diese drei Einheiten sind im Gebiete von Locarno-Maggia-unteres Centovalli gut zu trennen. E. KÜNDIG (1934, S. 84) hat am Ausgange des Verzascatales nur die Zonen von Contra und Locarno ausgeschieden. Die Injektionsgneisse von Ponte Brolla als Trenn-Einheit zwischen Orselina-Zone und Zone von Contra-Vallone keilen dort aus. Die Orselina-Zone schlug KÜNDIG zur Zone von Locarno. Die Injektionsgneisse von Ponte Brolla sind grob-bankige bis grobplattige, helle Gneisse von granitartigem Aussehen. Sie werden oft durchsetzt von leukokraten Schlieren und Adern, haben kleines bis mittleres Korn und sind gleichkörnig und feinflaserig. Diese Gneisse führen ca. 10—15% Kalifeldspat, auch etwas Muskowit und haben eine granoblastische, schwach gestreckte Struktur. Ich fand keinen Epidot in dem von mir untersuchten Muster. Die Injektionsgneisse von Ponte Brolla nehmen im Gebiete von Intragna/Corcapolo an Mächtigkeit ab und verschmelzen schliesslich mit den Flasergneissen der Orselina-Serie. Wahrscheinlich wird ein kontinuierlicher Übergang zu beobachten sein. In meinem Untersuchungsgebiet fand ich keine Ponte Brolla-Typen mehr. Diese betrachte ich als nächst höheres Äquivalent der Flasergneisse in bezug auf stärkere und durchgreifendere Mobilisation und Umlagerung der Komponenten während der alpinen Metamorphose, verbunden mit vollständiger Homogenisierung und Neukonstituierung des Gefüges, wahrscheinlich unter verstärktem Stoffaustausch. Gefügeähnlichkeiten

zu den Flasergneissen bestehen kaum mehr. Mineralogisch tritt Kalifeldspat zurück; Muskowit ist, wenn auch in bescheidenem Rahmen, weiter vertreten, und Epidot scheint, wie in den Flasergneissen, zu fehlen.

Als nördlichstes Element der Orselina-Serie haben wir die *Zone von Contra-Vallone*, die nördlich von Locarno reich an metamorphem Meso- zoikum, Paragesteinen und basischen Gesteinen ist (siehe R. FORSTER, 1948, S. 258 u. 464). Gegen W zu nehmen die Marmore ab. Nördlich Verscio sind sie nur noch spärlich vorhanden, zusammen mit Paragesteinen und Amphiboliten. Nordwestlich Intragna fand ich nur noch Amphibolite und etwas Paramaterial (bei Seigno), während R. KERN (1947) auf seiner Karte noch Marmor und Kalksilikate an dieser Stelle eingezeichnet hat. Weiter im W bleibt diese Zone schwächlich entwickelt und fehlt wohl stellenweise ganz. Aufschlüsse von Amphiboliten und Paragesteinen finden sich in meinem Untersuchungsgebiet östlich Savrè im Riale della Segna und im Riale di Verdasio. Von hier weg kann die Zone von Contra-Vallone nicht mehr ausgeschieden werden. In der Karte von M. BLUMENTHAL (1952) ist diese Zone westlich des Isorno übrigens zu weit nördlich eingezeichnet. Wir sehen also, dass die Zone von Contra-Vallone nicht nur im E am Verzascatalausgang mit der Orselina-Zone verschmilzt, sondern auch — in äusserst geringer Mächtigkeit — in meinem Untersuchungsgebiet in dieser aufgeht. Wir fassen deshalb beide Zonen zusammen und bezeichnen sie als *Orselina-Serie*. Es ergibt sich von selbst, dass die lokal dazwischengeschalteten Injektionsgneisse von Ponte Brolla auch zu dieser zu zählen sind. Der nördliche Teil der Orselina-Serie mit den Ophiolithen und dem Meso- zoikum am Pzo. Formalone und Monte Ziccher kann somit als erneutes Anschwellen der Zone von Contra-Vallone gedeutet werden und darf mit dieser in Beziehung gebracht werden, wie schon auf S. 164 ausgeführt wurde. Der südliche Teil entspricht der Orselina-Zone.

Die Orselina-Serie bildet die *Ziccher-Sassone-Decke*, deren komplizierte Strukturen bereits besprochen wurden, und streicht WSW, sich verbreiternd, zum Ossolatal, wo ihre Grenzen nördlich Masera und nord-östlich Beura liegen. Westlich der Tosa findet sie nach P. BEARTH (1956a) ihre Fortsetzung in der Moncucco-Zone. Der Gesteinscharakter dieser Zone ist recht ähnlich demjenigen der Orselina-Serie, wie ich mich selbst auf einigen Exkursionen und anhand von Dünnschliffmaterial, das mir Hr. Prof. BEARTH in verdankenswerter Weise zur Verfügung stellte, überzeugen konnte. In der oben zitierten Arbeit finden wir auf Fig. 1 und 2 die strukturellen und geologischen Verhältnisse in der

Moncucco- und der nordwestlich anschliessenden Camughera-Zone dargestellt. Die Gesteinstypen sind in beiden Zonen die gleichen, nur die quantitativen Anteile sind verschieden. In der Camughera-Zone kommen grobflaserige Augengneisse vor, neben untergeordneten Amphibolit- und Hornblendegneisszügen, die in der Moncucco-Zone eine grosse Verbreitung haben. In dieser treten Augengneisse zurück und machen gebänderten Zweiglimmergneissen und Biotitgneissen Platz. P. BEARTH fand, dass ganz im SW beide Zonen ohne tektonischen Kontakt ineinander übergehen und bezeichnet beide als eine Einheit, den *Camughera-Moncucco-Komplex*. Lediglich die Faltenachsen zeigen in den beiden Zonen eine verschiedene Tendenz. In der Moncucco-Zone fallen sie ca. 30° SW, in der Camughera-Zone hingegen haben wir stark wechselndes, überwiegend aber E-geneigtes Fallen. BEARTH hält es für möglich, dass die Camughera-Zone an den intensiven postkristallinen Störungslinien entlang der Salarioli-Mulde verstellt wurde. Letztere ist ein Zug mesozoischer Gesteine, der zwischen Camughera- und Moncucco-Zone sich erstreckt und im SW auskeilt. Auch ausserhalb dieses Zuges erscheinen mesozoische Einlagerungen, teilweise in tektonischem Kontakt mit dem ultrabasischen Gesteinszug am Moncucco. Aus den bisherigen Erkenntnissen ist zu schliessen, dass der Grossteil des Camughera-Moncucco-Komplexes der Metamorphose nach zum lepontinischen Gneisskomplex gehört. Es liegt nahe, die beiden Vorkommen ultrabasischer Gesteine am Moncucco und südlich Pzo. Formalone miteinander zu parallelisieren. Auch BLUMENTHAL (1952, S. 252) hat weitgehende Ähnlichkeiten zwischen beiden festgestellt. Sie liegen westlich bzw. östlich der axialen Kulmination, welche etwas westlich des Ossolatales verläuft. Beide sind begleitet von Mesozoikum-Schmitzen und liegen eingebettet in Amphiboliten, verbunden mit Hornblende- und Strahlsteinfelsen bis -schiefern.

Nun müssen wir noch eine andere Zone erwähnen. Zwischen die Moncucco-Zone bzw. die Orselina-Serie und die Monte Rosa-Zone schalten sich mesozoische Grüngesteine als *Fortsetzung der Antrona-Mulde* ein. In einer schmalen Zone sind sie bis südlich Druogno zu verfolgen, wo sie unter mächtigen Alluvionen verschwinden. Auf der Gegenseite bei Vocogno/Craveggia treffen wir diese reiche Ophiolithserie nicht mehr an. Wir befinden uns hier in der Orselina-Serie, die neben reichlich Amphiboliten nur sporadisch ultrabasisches Gestein enthält. Wie auf S. 171 schon auseinandergesetzt, zeigte eine stark laminierte Probe aus der Antrona-Mulde südlich Druogno genau den gleichen Mineralbestand wie irgendein Olivinfels aus der Orselina-Serie, obwohl in der Antrona-Mulde westlich des Ossolatales bis jetzt nur Serpentin bekannt geworden ist.

Dort herrschten Epibedingungen, während die hier wirksame mesothermale Metamorphose unter Neubildung oder Rekristallisation Olivinfelse bis -schiefer erzeugte. Die Ophiolithe der Antrona-Mulde sind hier meso-metamorph. Weitere Untersuchungsergebnisse auf der ganzen Längserstreckung der Antrona-Mulde sind abzuwarten. Den Einzelfund südlich Druogno muss noch eine Untersuchung der ganzen Serie stützen. Sind die weiteren Resultate positiv, so halte ich es durchaus für wahrscheinlich, dass die Ophiolithe der Antrona-Mulde mit den Grüngesteinen der Orselina-Serie/Moncucco-Zone übereinstimmen. Der Grad der im betreffenden Gebiet herrschenden Metamorphose muss bei den Ophiolithen berücksichtigt werden. So können epi- und mesometamorphe Grüngesteine ohne weiteres zum gleichen Intrusionszyklus gehören.

Im Falle der Antrona-Mulde bei Druogno möchte ich feststellen, dass die grosse Masse der Ophiolithe dort an einer alten, von mir vermuteten und durch die junge Centovalli-Störung aufgerissenen tektonischen Linie gepresst und abgequetscht wurde. Die starke Laminierung und Schieferung der Ophiolithe südlich Druogno deutet ja auf intensive Beanspruchung. Ich nehme an, dass während dieser Vorgänge bei der alpinen Gebirgsbildung ophiolithisches Material der Antrona-Mulde, z. T. mit Mesozoikum in die Orselina-Serie/Moncucco-Zone eingespiesst wurde. Wir finden also östlich Druogno keine geschlossene Ophiolithzone mehr, sondern nur noch Grüngesteinsfetzen von verschieden grosser Ausdehnung mit spärlichem Mesozoikum, eingelagert in die Orselina-Serie, die meiner Meinung nach von der Antrona-Mulde stammen und eingeschuppt wurden. Es fällt auf, dass gerade etwas östlich vom Punkt, wo die Antrona-Mulde verschwindet, eine Anreicherung von Ophiolithen beim Pzo. Formalone-Cima di Caneto entstanden ist. Es scheint, dass die an der erwähnten tektonischen Linie abgequetschte Ophiolithmasse mit spärlichem Mesozoikum emporgedrungen und nach N gestossen ist und von der nachrückenden Ziccher-Sassone-Decke eingewickelt wurde. Es ist auch bemerkenswert, dass Ophiolithe häufig sind in der Orselina-Serie, also im Zusammenhang mit der Antrona-Mulde, und z. B. meines Wissens im paragesteinsreichen Maggia-Komplex, der mit der Orselina-Zone zu parallelisieren wäre (siehe später), weitgehend fehlen.

Auch die Grüngesteine am Moncucco und der Salarioli-Zug könnten als solche Einkeilungen infolge der alpinen Orogenese betrachtet werden. In diesem Falle allerdings und um die Parallelisierung mit den Olivinfelsvorkommen südlich Pzo. Formalone zu wahren, wären die Ophiolithe am Moncucco mesozoisch, entgegen der Auffassung von P. BEARTH (1956, S. 277).

M. BLUMENTHAL (1952) unterschlägt auf seiner Karte die Orselina-Serie im Gebiete des Melezzo occidentale und in der Ziccher-Sassone-Decke. Er bezeichnet fälschlicherweise die betreffenden Gebiete als Monte Leone-Decke. Seine Orselina-Zone zieht er in die Antrona-Mulde, anstatt ihre Fortsetzung in WSW-Richtung zu verlegen.

3. Die Verhältnisse nördlich der Orselina-Serie

Im E liegt nördlich der Orselina-Serie die sog. „komplexe Gneisszone“. H. KOBE (1956) taufte sie um in „Zone von Vosa-Croppi“. Diese wird im N begrenzt durch die *Zone von Cardada*, welche nach R. FORSTER mesozoische Sedimente enthält und als Leithorizont gebraucht werden kann. Sie findet nach KOBE westlich der Maggia ihre Fortsetzung, ist aber in ihrer Mächtigkeit stark reduziert und enthält vor allem Paragesteine und Amphibolite. KOBE verfolgte sie bis südlich Loco. Sie dürfte nun in unzugänglichen Schluchten südlich des Isorno verlaufen, denn genau in der Streichrichtung (siehe Tafel IV) findet man im Freilaufstollen (siehe S. 189) eine Paragesteinslinse, die dem Cardada-Zug entsprechen muss. Der nächste Anhaltspunkt liegt südwestlich Crana, wo L. ZAWADYŃSKI (1952) Hornblende-Gesteine gefunden hat. Der Zug folgt nun dem Gewölbeverlauf bei Crana und erreicht die linke Talseite.

Es ist die Eigenschaft aller Amphibolit-Paragesteinszüge dieser Region, dass sie in ihrer Mächtigkeit sehr stark schwanken, ja dass sie manchmal überhaupt aussetzen. Sie können am einen Ort auf Mesozoikum deutende Marmore und Kalksilikate führen neben Paragesteinen und Amphiboliten, an einem anderen enthalten sie nur die letzteren beiden, evtl. zusammen mit ultrabasischen Gesteinen, und an einem dritten schliesslich existieren etwa noch Hornblendegneisse und biotitreiche Lagen, verbunden unter Umständen mit schmalen Amphibolitbändchen. Die Zuordnung zum Mesozoikum wird in Ermangelung typischer Muldengesteine äusserst problematisch, und man muss den ganzen Gesteinszug berücksichtigen um etwas aussagen zu können. Ich habe deshalb die einzelnen Linsen solcher Züge ihrem Gesteinsinhalt gemäss auf der tektonischen Kartenskizze unterteilt.

Es folgt nun ein kurzer Abschnitt, um die verwickelten geologischen Verhältnisse zwischen Gresso und Crana aufzuzeigen und zu klären, soweit dies möglich ist. Man vergleiche dazu die tektonische Karte (Tafel IV) und die Landeskarte der Schweiz, Blätter Verzasca-W und Antigorio-E. Im Frühjahr 1957 gingen Hr. Prof. WENK, H. P. HERES, P. STERN und der Schreibende ein paar Tage in dieses Gebiet, um den

Sachverhalt, der aus den Arbeiten von ZAWADYŃSKI und KOBE nicht klar hervortritt, zu studieren. Die westliche Fortsetzung des Marmors von Gresso bleibt vorläufig ungeklärt. Südlich des Mottone konnte die Linse des von ZAWADYŃSKI eingezeichneten Amphibolit-Paragesteinszuges gefunden werden. Das nächste östlich anschliessende Vorkommen in einem steilen Tälchen südwestlich Pombino, Pt. 1010 m, suchten wir vergeblich. Hingegen erscheinen nordöstlich des Mottone, d. h. westlich und nördlich der obigen Lokalität, erst Hornblendegneisse und schmale Amphibolitlagen, die zu diesem Paragesteinszug gehören, dann etwas weiter zusätzlich ziemlich reichlich Paragesteine bis zum Ribo. Auf der Kartenskizze von ZAWADYŃSKI ist ihre Fortsetzung zur Forcola unrichtig eingezeichnet. Sie geht nicht nördlich des Baches bei Chignolo durch, sondern zieht weiter im N davon den Abhang von Quiello hinauf, südlich begrenzt durch einen weiteren Bach. Der Paragesteinszug erlangt eine ansehnliche Mächtigkeit, fällt mit $40\text{--}50^\circ$ nach N und macht die Intersektion bei Forcola. Von hier verläuft er auf den Grat nördlich des P. della Croce und ist nach KOBE mit den Marmoren von Ledrima weiter östlich zu verbinden. Dann streicht er nach Campo s. Loco, wo ihn der erwähnte Autor entlang einer posttektonischen Störung nach N auslaufen lässt. Mit HERES und STERN besuchte ich die betreffende Stelle und konnte feststellen, dass ein Schichtstreichen in der von KOBE geforderten Richtung nicht zutrifft. Vielmehr entdeckte ich als Fortsetzung des Mottone-Forcola-Croce-Zuges Amphibolite im Bach südwestlich Pt. 1016 und weiter östlich im Aufschluss, der von KOBE kartiert wurde. Schliesslich fand ich auch Paragesteine und Amphibolite bei Forcola-Brusate, auf die mich Hr. Prof. WENK aufmerksam gemacht hat. Endlich liegen in der Streichrichtung dieses Zuges Amphibolite und Granat-Olivinfelse bei Capoli und, östlich der Maggia, Amphibolite und Paragesteine nordöstlich Avegno.

Begeben wir uns wieder zurück zur Riboschlucht, wo etwas weiter südlich des besprochenen Paragesteinszuges zwei weitere dieser Art nahe beieinander vorkommen. Beide enthalten Marmor- und Kalksilikatschmitzen. Solche stehen im nördlichen Zug an der Vergelettostrasse an. Beide Gesteinszüge sind zu verfolgen bis in die Gegend der Onsernonestrasse westlich Crana, wo sie in die unpassierbare Isornoschlucht abtauchen. Sie liegen in der Fortsetzung des bereits bis hierher verfolgten Cardada-Zuges und sind mit diesem zu verbinden. Ihr Verlauf östlich des Ribo ist fraglich. Amphibolite und Hornblendegneisse am linken Talhang und auf dem Grat südsüdwestlich Forcola sind mit dem nördlichen Zug in Beziehung zu bringen. Viel weiter im E fanden wir erneut Gesteine

dieser Art und KOBE kartierte solche zusammen mit Granat-Olivinfelsen nördlich des Salmone. Vielleicht liegen diese Funde im Zusammenhang mit dem obigen Paragesteinszug. Endlich kommen wir zu den letzten Paragesteinslinsen, die sich wahrscheinlich miteinander verbinden lassen. Sie befinden sich am Isorno südwestlich Crana und am Stolleneingang bei Mosogno. Tektonisch sind sie ohne Bedeutung.

Mit KOBE erachte ich ZAWADYŃSKIS Zonen von Crana und Ponte Oscuro tektonisch wie petrographisch als ungerechtfertigt.

Kehren wir wieder zurück zum Cardada-Zug. Er quert also den Isorno, streicht zum Ribo und kann auf dessen E-Seite nur noch undeutlich verfolgt werden. Minutiöse Feldbegehungen würden vielleicht noch weitere Anhaltspunkte ergeben. Der Cardada-Zug grenzt nun eine tektonische Einheit ab. Ich bezeichne sie als *Zone des Salmone*. Sie umfasst die S-Partie, d. h. den grössten Teil der Zone von Mergoscia, und enthält vorwiegend grobbankige, granitartige, helle Kerngneisse vom Typ der Gneisszone Mosogno-Crana (siehe S. 190 und vgl. KOBE, 1956, Tafel VII). Als etwas jüngere Einlagerungen erscheinen Aplitgneisse. Es ist das tektonisch tiefste Stockwerk des Gebietes, das am nächsten bei einem Granitisationszentrum liegt. Die salischen Komponenten waren während der Metamorphose stark mobil, traten häufig aus der Schichtung heraus und erzeugten fluidale, schlierige und nebulitische Strukturen.

Die Abgrenzung des *Maggia-Komplexes* gegen SW und S bietet Schwierigkeiten. In tektonischen Skizzen zogen E. WENK (1953) und A. GÜNTHERT (in E. DAL VESCO und A. GÜNTHERT, 1953) die Grenze über den Marmor von Casone. Neuere Studien in dieser Hinsicht ergeben eine andere Grenzziehung.

Um den Maggia-Komplex abzugrenzen, wählte ich als Ausgangspunkt den Marmor von Someo. Nach O. GRÜTTER (mündliche Mitteilung) verläuft die Grenze dieses Komplexes zur Rosso di Ribbia Pt. 2545,1 m. Von hier weg folgte ich genau dem Streichen der s-Flächen und gelangte so auf der rechten Talseite des Vergeletto zu einem Paragesteinszug, der nach Creste zieht und nach ZAWADYŃSKI im Zusammenhang steht mit dem bereits erläuterten Zug Mottone-Forcola-Croce (siehe auch Geol. Generalkarte der Schweiz, Blatt 7). Dieser bildet somit die Südgrenze des von mir nach strukturellen Gesichtspunkten und auf Grund der gegenwärtigen Kenntnisse in dieser Region abgegrenzten Maggia-Komplexes. Die vorliegende Abgrenzung kann jedoch nur ein Provisorium sein, da erst die in Aussicht stehenden Detailaufnahmen der Herren Dr. O. GRÜTTER und Dr. A. SPICHER ein abschliessendes Urteil erlauben. Meine Grenzziehung bringt mit sich, dass im S der Gresso-Marmorzug,

der nach KOBE zwei lithologisch verschiedene Gebiete trennt und ein gut ausgebildeter Paragneisszug ist, nicht mehr zugleich als Grenze des Maggia-Komplexes fungiert. Zu diesem werden nun noch helle Kerngneisse, die nördlichen Teile der Zone von Mergoscia, zugeschlagen, welche petrographisch viel eher zur Zone des Salmone gehören. Als neue Abgrenzung haben wir einen im E äusserst lückenhaften Paragesteinszug. Ich sehe darin jedoch keinen Widerspruch, da im lepontinischen Gneisskomplex oft beobachtet wird, dass im Streichen der Charakter einer Zone, „lit par lit“, ändert und z. B. ein Paragesteinszug aufgelöst wird und sukzessive in Kerngneisse übergeht. Auf diesen Punkt hat schon E. WENK (1955b, S. 130) hingewiesen. Wenn wir strikte den s-Flächen folgen, können wir auch im Maggia-Komplex, d. h. am Südrand des synklinal gebauten Vergeletto-Löffels, erkennen (vgl. Geol. Generalkarte der Schweiz, Blatt 7, 1955), dass wir aus Paragesteinszonen gegen die Tiefe zu schliesslich in Kerngneisse gelangen und diese somit, *strukturell* gesehen, auch zum gleichen Komplex zählen müssen. Die Granitisation hat nicht Halt gemacht vor mesozoischen Trennzonen, so dass man nach rein lithologischen Gesichtspunkten in diesem Gebiete keine tektonischen Einheiten zusammenstellen kann. Auf diesen wichtigen Punkt werde ich nochmals zurückkommen (S. 220).

4. Die Pioda di Crana-Zone

C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1908), A. AMSTUTZ (1954), E. WENK (1955b) und P. BEARTH (1956a und b) trennen die Monte Leone-Decke durch den mesozoischen Deckenscheider Arzo-Cisore vom Camughera-Moneucco-Komplex ab. E. WENK (1955b) zieht diesen Deckenscheider über das Tosa-Tal zum Unterlauf des Isorno, von wo er ihn über den Riale Feneccio-Salè-Val Agrasino zum Lago Gelato verfolgt und damit die Monte Leone-Decke separiert von den umfangreichen Gneissmassen im Gebirgsdreieck Domodossola-Pzo. Ruscada-Pzo. Porcarescio. Diese sind nun neu aufzuteilen und tektonisch zu deuten. Wir bezeichnen sie als *Pioda di Crana-Zone*, welcher Name schon von BEARTH (1956a, S. 277) angewendet wurde. Wie man aus den vielen Fragezeichen auf der tektonischen Kartenskizze ersieht, ist die Gliederung dieser Zone noch nicht abgeschlossen. Die Fortsetzungen und Zusammenhänge mancher Paragesteinszüge sind noch aufzudecken. Die strukturellen Verhältnisse liegen folgendermassen (vgl. auch Fig. 24, S. 200): Im E sind die liegenden Teile der Pioda di Crana-Zone mitbeteiligt an der Bildung des Wurzelgewölbes von Crana mit axialem W-Fallen. Bei Spruga

wird durch diese Zone allein ein Gewölbe mit E-Gefälle aufgebaut. Das ersterwähnte Gewölbe, dessen äussere Ummantelung nordwestlich Comologno kein axiales W-Fallen mehr zeigt, streicht nördlich am zweiten vorbei und taucht ab. Beide Gewölbe besitzen Schenkel, die einem gemeinsamen Gesteinsverband angehören. Die S-Schenkel werden dargestellt durch den N-Teil der Zone von Vosa-Croppi. Die N-Schenkel liegen südlich des Mottone-Forcola-Croce-Zuges. Bei Spruga, westlich und südwestlich davon haben wir nur noch E-Fallen der Lineationen, d. h. das E-fallende Gewölbe macht sich ausschliesslich bemerkbar, und zudem finden wir viele E- bis SE-geneigte, treppenartige Fliessfaltenstrukturen, die in der Tiefe, wie bei Spruga, gewölbeartigen Charakter haben. Die N-Schenkel vereinigen sich zu einem Gesteinskomplex, der NNE streicht, von W her unter den Maggia-Komplex, den Vergeletto-Löffel, fällt und so dessen Unterlage bildet. Gegen den Pzo. Medaro zu gewinnt dieser Gneissverband an Mächtigkeit, dreht dann ab gegen NE und E und ist mit den Gneissen bei Riveo, im Liegenden des Someo-Marmors, zu parallelisieren. Die S-Schenkel streichen gegen SW und bilden den Sockel, evtl. auch die Gipfelpartie, des Massives P. Ruggia/Pioda di Crana/P. la Scheggia. Schliesslich ist noch ein Teil im S der Pioda di Crana-Zone zu erwähnen, der direkt nichts zu tun hat mit Gewölbebildung, sondern im Hangenden des Gewölbe-Südschenkels vom untern Centovalli WSW bis SW streicht über P. Ruscada-Bocchetta di Muino-S-Abdachung des P. Ruggia/Pioda di Crana/P. la Scheggia-Massivs-Masera, unmittelbar im Liegenden der Orselina-Serie anschliesst und den S-Teil der Zone von Vosa-Croppi umfasst. Nordöstlich Masera haben Hr. Prof. BEARTH und ich noch eine strukturelle Besonderheit gefunden. Die Gneisse bilden dort lokal eine kleine Synklinale, die sich auch weiter ENE noch auswirkt und gegen E abtaucht.

In meinem Untersuchungsgebiet habe ich die Pioda di Crana-Zone petrographisch weiter eingeteilt in Forcoletta-Gneisszone und Gneisszone Aula-Spruga, an deren gegenseitiger Grenze Hornblendegneisse mit schmalen Amphibolitlagen auftreten. Ob es sich hier um Spuren von ehemaligem Mesozoikum handelt ist äusserst fraglich. Ich habe aber diese Grenze, die demnach vor allem eine lithologische ist, als Unterteilung der Pioda di Crana-Zone benutzt, indem ich eine S- und eine N-Zone ausschied. Jene umfasst die Forcoletta-Gneisse, die gegen W zu, nach den bisherigen, sporadischen Begehungen zu schliessen, die hangenden Teile des Massivs P. Ruggia/Pioda di Crana/P. la Scheggia aufbauen und wahrscheinlich gegen die Region Masera/Isorno-Unterlauf ziehen. Sie befinden sich also direkt im Liegenden der Orselina-Serie. Vielleicht kom-

men sie in diesem Raum weiter nördlich auch vor, so dass noch andere Gebiete in die S-Zone eingegliedert werden müssen. Zu dieser können noch andere Gneisstypen gehören, wie z. B. Augengneisse, die Hr. Prof. BEARTH und ich nordöstlich Masera im Geröll entdeckt haben. Die lithologischen Unterteilungen und Abgrenzungen in der Pioda di Crana-Zone westlich meines Arbeitsgebietes sind aber noch ganz unvollständig. Östlich davon kann man eine S- und eine N-Zone kaum mehr unterscheiden. Beide münden in die Zone von Vosa-Croppi (= komplexe Gneisszone), die an der Strasse Cavigliano-Auressio gut aufgeschlossen ist. In diesem Abschnitt treten darin vor allem Biotitgneisse, Biotitbändergneisse, Hornblendegneisse und vielleicht noch dünne Einlagerungen von aplitischen Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneissen Typ Forcoletta auf, da diese nach R. KERN (1947) gegen Intragna zu an Mächtigkeit verlieren und ausschwänzen. Der Gneisstyp der N-Zone, der den Gesteinen der Gneisszone Aula-Spruga entspricht, nimmt hier also ganz überhand (siehe S. 184).

Die N-Zone spaltet sich bei Aula von der S-Zone ab, nimmt am W-abtauchenden Gewölbe bei Crana als Umhüllende der granitartigen Kerngneissmasse teil und baut auch den N-Schenkel des Gewölbes auf. Verfolgen wir jedoch diesen, so gelangen wir östlich des Ribo aus bänderigen bis lagigen Biotitgneissen sukzessive in helle, grobbankige Kerngneisse, wie sie charakteristisch sind für die Zone des Salmone. Der trennende Paragesteinszug gegen die letztere zu ist nach den bisherigen Untersuchungen sehr schwächig und praktisch für eine Grenzziehung unbrauchbar, so dass ich die nördliche Pioda di Crana-Zone aufgehen lasse in die Zone des Salmone, obwohl jener strukturell natürlich noch ein eigener Platz zustände. Ganz analog könnte man auch mit dem Maggia-Komplex nordwestlich Avegno verfahren, den ich bis jetzt strukturell abgegrenzt habe. Da auch hier eine saubere Scheidung durch den Mottone-Forcola-Campo-Zug in Frage gestellt wird und allzu theoretisch aussieht, würde man besser die in Kerngneisse umgewandelte Wurzel dieses Komplexes der Zone des Salmone unterordnen, wie ich es auf der tektonischen Kartenskizze dargestellt habe. Die *Zone des Salmone* hätte dann *nicht bloss tektonische*, sondern auch *petrogenetische Bedeutung*. In diesem Sinne will ich sie deshalb definieren. Die diskutierte Tatsache, dass Paragesteinszüge in den tieferen Kerngneisszonen der lepontinischen Gneissregion als tektonische Leitlinien ihren Dienst versagen, weil sie bis auf spärliche Rudimente aufgelöst werden, findet eine Parallele im Simplon-Nordtessin. Im Simplon können Monte Leone- und Antigorio-Decke eindeutig getrennt werden, während sie nach O. GRÜTTER (1929,

S. 132, Fig. 8) im Bavonatal und oberen Maggiatal als eine Einheit betrachtet werden müssen.

Die Pioda di Crana-N-Zone baut sehr wahrscheinlich die gesamten Gebiete des hintern Onsernone und Vergeletto auf, soviel ich auf ein paar Exkursionen mit Hrn. Dr. O. GRÜTTER sehen konnte, und setzt sich weiter über das Valle di Campo nach der Region von Riveo im Maggiatal fort.

Westlich Crana taucht die Zone des Salmone axial gegen WNW bis NW ab unter die N-Zone der Pioda di Crana. Da es sich um ein unabhängiges Gewölbe handelt, ist es nicht unbedingt notwendig, dass man, gemäss dem uniformen E- und SE-Fallen der Lineationen etwas weiter westlich, ein erneutes axiales Ansteigen der Zone des Salmone gegen NW annehmen muss und so die Verhältnisse in oberen Stockwerken in die Tiefe projiziert. Lässt man jedoch die Zone des Salmone endgültig gegen W abtauchen, so schliesst dies eine grosse Mächtigkeitszunahme der Pioda di Crana-Zone gegen W zu in sich ein. Andererseits sehen wir im gesamten Untersuchungsgebiet, dass axiales W-Fallen nur über beschränkte Räume sich erstreckt und von untergeordneter Bedeutung ist. Deshalb und auch schon aus Raumgründen ist es wohl möglich, dass die Zone des Salmone im Sinne von L. ZAWADYŃSKI (1952) im NW wieder im Zuge des allgemeinen Achsenanstiegs emporsticht. Eine lithologische Ähnlichkeit mit den charakteristischen Kerngneissen der Zone des Salmone können wir dort jedoch nicht mehr erwarten, da sich eine solche NW-Fortsetzung bereits weit über dem Granitisationszentrum befindet und ganz dem Gesteinscharakter der Pioda di Crana-Zone angeglichen sein muss. Ob die Zone des Salmone durch den Marmor von Casone, den Paragesteinszug bei Piei oder durch einen anderen solchen Horizont abgegrenzt werden kann, ist zur Zeit nicht zu entscheiden.

Gegenwärtig können wir höchstens sagen, dass die Zone des Salmone im W übergeht in die Zone der Pioda di Crana und strukturell im Hangenden der Monte Leone-Decke zu suchen ist. Voraussetzung ist natürlich, dass sie den axialen Aufstieg gegen W mitmacht. Im folgenden ist dieser fragliche Teil der Zone des Salmone immer im Begriff „Pioda di Crana-Zone“ eingeschlossen.

Ungerechtfertigt sind ZAWADYŃSKIS Zonen von Vocaglia und Spruga einerseits und Zone von Comologno andererseits. Petrographisch handelt es sich bei allen diesen Zonen, inklusive den W-Teil von ZAWADYŃSKIS Zone von Mergoscia, um dasselbe Material, das eine solche Unterteilung nicht erfordert. Es sind lagige, helle und dunkle Biotitgneisse von kleinem

bis mittlerem Korn, die teilweise bänderig und flaserig ausgebildet sind. Die Zone von Vocaglia besteht aus meist hellen, z. T. flaserigen und grobbankigen bis plattigen Biotitgneissen mit leukokraten Schnüren und Bändern. Sie fällt in die Zone des Salmone und bildet eine Randfazies der Kerngneisse. Nordwestlich Comologno sind die Biotitgneisse vorwiegend feinkörnig und gut plattig. Tektonisch ist mangels mesozoischer Leitzonen zwischen den „Zonen von Spruga und Comologno“ nichts auszurichten.

P. BEARTH (1956, S. 277) verbindet die Pioda di Crana-Zone gegen W mit der Camughera-Zone, bemerkt jedoch dazu, dass dies weniger eindeutig ist wie die Verbindung Orselina-Serie/Moncucco-Zone. Die Centovalli-Störung durchsetzt nämlich das in Frage stehende Gebiet. Sie folgt bei Camedo der Grenze Orselina-Serie/Monte Rosa-Zone und verlagert sich gegen W zu nordwärts in die Orselina-Serie. Sie zieht durch die Hänge des Tales des Melezzo occidentale, quert das Ossolatal und setzt sich im Bognancotal z. T. südlich, z. T. aber innerhalb der Grenze Monte Leone-Decke/Camughera-Zone fort. Die petrographische Ähnlichkeit zwischen Camughera- und Pioda di Crana-Zone ist nicht sehr ausgeprägt. Augengneisse wiegen in jener vor, während diese nur beschränkt von solchen aufgebaut ist (nordöstlich Maserà). Vor allem weiter östlich finden wir aber plattige, helle Gneisse Typ Forcoletta als Charaktergesteine und Paragesteine ausschliesslich in bestimmten schmalen Zügen. Dies schliesst jedoch nicht aus, dass eine Verbindung unter Änderung des Zonencharakters zwischen beiden besteht. Das präalpine Ausgangsmaterial mag verschieden gewesen sein. In der Camughera-Zone waren es offensichtlich eher Gneisse mit Orthocharakter, in der Pioda di Crana-Zone eventuell vorwiegend Paragesteine. Vielleicht sind es nur die südlichen Teile der Pioda di Crana-Zone im Liegenden der Orselina-Serie, die in die Camughera-Zone streichen. Die nördlichen Teile, unter Umständen einschliesslich Äquivalenten der Zone des Salmone, wären in diesem Falle an einer postkristallin durch die Centovalli-Störung überprägten tektonischen Linie abgeschert oder würden auskeilen. Weiter südlich erscheint in der Orselina-Serie unerwartet ein ansehnlicher Keil plattiger Gneisse, wie sie für die Pioda di Crana-Zone typisch sind. Diese finden ihre Fortsetzung südwestlich Domodossola. Evtl. stehen sie im Zusammenhang mit dem erwähnten Synklinealbau ostnordöstlich Maserà, der sich gegen S über das Tal des Melezzo occidentale zu einem Gewölbe entwickeln könnte. Es würde sich hier um eine Verfälschung von Pioda di Crana-Zone und Orselina-Serie handeln, wie dies schon Blatt Domodossola der Carta geol. d'Italia (1913) andeutet. Nach BEARTH gehen

Camughera- und Moncucco-Zone im Streichen ineinander über und bilden eine Einheit. Das würde bedeuten, dass auch Orselina-Serie und Pioda di Crana-Zone zusammengehören. In meinem Untersuchungsgebiet sind jedoch diese beiden Elemente lithologisch deutlich verschieden. Die syn- bis postkinematische Kristallisation hat allerdings beide Gesteinsverbände miteinander verschweisst. Eine stark ausgeprägte postkristalline Störungslinie folgt grösstenteils der Auflagerungsfläche der Ziecher-Sassone-Decke auf die Pioda di Crana-Zone. Dies könnte auf einen ursprünglich tektonischen Kontakt zwischen den beiden schliessen lassen, der jedoch direkt nicht mehr erkennbar ist und kein Mesozoikum enthält. Vielleicht deuten die verschieferten Forcoletta-Gneisse nördlich der Bocchetta della Cima noch darauf hin. Eine weitere Stütze dafür bildet, wie schon früher angeführt (S. 203), eine deutliche Diskordanz im Streichen und Fallen der s-Flächen der beiden Komplexe nördlich und südlich der Linie Cima del Sassone-Cima di Caneto, was meiner Meinung nach nicht nur durch postkristalline Durchbewegung bedingt ist. So stellen wir fest, dass hier eine gewisse tektonische Unabhängigkeit der Orselina-Serie gegenüber der Pioda di Crana-Zone möglich ist, wenn auch sehr wahrscheinlich in beschränktem Masse in Form einer Verschuppung und Verstellung. Dies würde jedoch eine tektonische Zusammengehörigkeit beider Zonen nicht ausschliessen. Nach BEARTH (1956a, S. 275f.) gibt es ja auch zwischen Moncucco- und Camughera-Zone Ungleichheiten. Es sind strukturelle Differenzen in den Achsenrichtungen vorhanden und an der Grenze dieser Zonen sind intensive postkristalline Verknüpfung und Mylonitisierung unter Mitbeteiligung von Mesozoikum zu verzeichnen. Vielleicht war dieser Störungslinie auch eine präkristalline Bewegungsfläche vorgezeichnet, an der lokale Verstellungen und Verschuppungen erfolgt sind.

Nördlich Locarno-Pedemonte entspricht die Pioda di Crana-Zone der Zone von Vosa-Croppi (KÖBE) oder der komplexen Gneisszone (FORSTER, KERN, WALTER). Diese schwänzt nördlich Brione zwischen den marmorführenden Paragesteinskomplexen der Orselina-Serie und der Zone von Cardada aus, was an den Übergang von Camughera- in Moncucco-Zone erinnert. Auch dies dürfte ein Hinweis darauf sein, dass Orselina-Serie und Pioda di Crana-Zone miteinander in näherer Beziehung stehen. Um jedoch die Verbindungen zum Camughera-Moncucco-Komplex eindeutig abzuklären, ist eine genaue Bearbeitung der Regionen östlich und nordöstlich Domodossola nötig, vor allem aber auch eine vollständige Klärung im W- und NW-Teil der Pioda di Crana-Zone.

Schlußbemerkungen zur regionalen Tektonik

Das ganze in den vorigen Abschnitten betrachtete Gebiet liegt im Hangenden der Monte Leone-Decke. Tektonisch am tiefsten ist die *Zone des Salmone*, wo auch die Metamorphose ihren höchsten Grad erreicht hat und wir granitartige Kerngneissbildung beobachten. Ihre mögliche strukturelle Fortsetzung findet diese Zone unmittelbar im Hangenden der Monte Leone-Decke, wo sie aber nach den gegenwärtigen Kenntnissen nicht ausgeschieden werden kann und wo sie völlig den Gesteinscharakter der Pioda di Crana-Zone besitzen müsste, unter die sie westlich Crana abtaucht. Dann folgt die eigentliche *Pioda di Crana-Zone*, welche die Zone des Salmone umhüllt und im N als S-Teil der Bavona-Gneissmasse in Verbindung steht mit der vereinigten Monte Leone-/Antigorio-Decke. Ich habe sie lithologisch eingeteilt in eine S- und eine N-Zone. Im S baut sie das Gebiet des P. Ruscada und das Pioda di Crana-Massiv auf und steht nach den bisherigen Untersuchungen in Beziehung mit der *Camughera-Zone*. Diese geht über in diejenige des *Moncucco*, welche ihrerseits mit der *Orselina-Serie* gleichzusetzen ist.

Somit müssen wir letztere als petrographisch heterogen zusammengesetzte, paragesteinsreiche Hüllzone der Pioda di Crana-Zone betrachten, die teilweise mit einigen Diskordanzen in der Streichrichtung deckenartig dieser aufliegt und mesozoische Elemente eingewickelt hat.

Eine ganz analoge Hüllserie der Pioda di Crana-Zone bildet im N der Maggia-Komplex, der im Vergeletto-Löffel synklinal gebaut ist. Verwirrend erscheint hier nur der schon erwähnte Umstand, dass man, soll dieser Gesteinsverband strukturell erfasst werden, im Streichen aus Para- und Mischgesteinszonen gegen die Tiefe zu schliesslich in Kerngneisse und deren Randfazies gelangt. Recht ähnlich verhält es sich jedoch mit dem Übergang von der Orselina-Serie/Moncucco-Zone in die Camughera-/Pioda di Crana-Zone. In der Orselina-Serie finden wir im Streichen in Form der Injektionsgneisse von Ponte Brolla auch Granitisationserscheinungen.

Aus den obigen Darstellungen ergibt sich, dass in dieser ganzen Region die Granitisation eine vorherrschende Rolle spielt. Sie wirkte unabhängig von allen geologisch-tektonischen Grenzen, die sie oft schief durchschneidet. Mesozoische Trennzonen sind meist nur noch äusserst unvollständig und sporadisch vorhanden, so dass eine Unterteilung nach diesen vielfach problematisch und unsachgemäss erscheint. Eine petrographische Gliederung nach Metamorphose-Zonen entspricht den Tatsachen oft besser (vgl. Zone des Salmone).

Das ganze, kurz umrissene Gebiet ist charakterisiert durch die aus-

gedehnte Fliessdecke der vor allem aus Gneissen bestehenden Pioda di Crana-Zone, die hauptsächlich mit axialem E-Fallen in das parautochthone Kerngneiss-Wurzelgewölbe der Zone des Salmone streicht, es auch umhüllt und im N in die hellen Gneissmassen der vereinigten Monte Leone-/Antigorio-Decke (= Bavona-Gneissmasse) zieht. Können wir im Nordtessin den Maggia-Komplex durch mesozoische Muldengesteine als höhere tektonische Einheit von der Monte Leone-/Antigorio-Decke relativ gut abtrennen, so wird ein solches Verfahren gegen S zu immer schwieriger. Der Marmor von Someo und weitere Schmitzen dieses Gesteins bis zur Rosso di Ribbia bilden noch eine mässig gute Grenze. Von hier weg jedoch werden nach den bisherigen Kenntnissen deutliche mesozoische Leitzonen immer spärlicher und können kaum mehr für eine vernünftige Trennung verwendet werden. Paragneisszonen des Maggiakomplexes werden stufenweise in Kerngneisse umgewandelt und diese zu einer gemeinsamen Gesteinszone verschweisst (Zone des Salmone). Es stellt sich die Frage, ob es nicht angemessen wäre, diesen ganzen Wurzelkomplex als eine Einheit aufzufassen.

Er würde folgende Elemente in sich schliessen:

- a) Das parautochthone Wurzelgewölbe der Zone des Salmone.
- b) Die als Fliessdecke die Zone des Salmone umhüllende Pioda di Crana-Zone, die im N in die Bavona-Gneissmasse verläuft.
- c) Den Camughera-Moncucco-Komplex, der mit der Pioda di Crana-Zone zu verbinden ist und mit der Orselina-Serie.
- d) Als äussere heterogene Paragesteinshüllen die Orselina-Serie und der S-Teil des Vergeletto-Löffels (südlich des Kammes Rosso di Ribbia-P. Cramalina), inklusive die in Kerngneisse umgewandelten Partien des südlichen Maggia-Komplexes.

Für diese neue Einheit schlage ich den Namen *Onsernone-Wurzelkomplex* vor. So hätten Pioda di Crana-Zone und Maggia-Komplex eine gemeinsame Wurzel. Nördlich des P. Cramalina ergäbe sich dann eine Trennung in Maggia-Komplex und Bavona-Gneissmasse. Letztere enthält demnach Monte Leone-/Antigorio-Decke und im Hangenden als Teilelement des neugeschaffenen Wurzelkomplexes die Pioda di Crana-Zone. Im E streicht der Onsernone-Wurzelkomplex in die Injektionsgneisse von Arbedo und in die Zonen von Bellinzona. Seine tektonische Stellung liegt zwischen Monte Leone-Decke und Wurzelstiel des Monte Rosa-Kristallins. Ob im W gegen das Wallis noch weitere Elemente dazugehören, will ich hier nicht diskutieren. Ich verweise auf die Arbeiten von P. BEARTH (1956a, 1956b).

Die Orselina-Serie und der Paragesteinskomplex des P. Cramalina-Massives sind petrographisch sehr ähnlich und müssen parallelisiert werden. Ich sehe jedoch keine praktische Möglichkeit, beide als unabhängige tektonische Einheiten aufzufassen, da sie von ihrer Unterlage weder durch eindeutig scheidendes Mesozoikum, noch durch deutliche Spuren tektonischer Trennung abgesondert werden können. In einer Frühphase der Gebirgsbildung bildeten sie sehr wahrscheinlich ein mit der nördlich anschliessenden Maggia-Querzone und dem Maggia-Lappen einheitliches tektonisches Glied. Nördlich des Kammes Rosso di Ribbia-P. Cramalina lässt sich ja der Maggia-Komplex relativ gut durch Mesozoikum und petrographische Verschiedenheiten von der Unterlage trennen. Infolge der Granitisation und der durchgreifenden Metamorphose mit syn- bis posttektonischer Kristallisation, die sich an keine tektonischen Grenzen gehalten haben, wurden jedoch diese höchsten Bauelemente des Onsernone-Wurzelkomplexes mit den Gesteinsverbänden im Liegenden weitgehend konform gemacht und verschmolzen.

Zwei Profile auf Tafel IV mit Tracen vom Centovalli ins Vergeletto ergeben Schnitte durch den Onsernone-Wurzelkomplex mit einem Gewölbe über das Onsernone. Die Hüllzonen mit vorwiegend Paragesteinen wurden in der Zeichnung herausgehoben. Wie oben erwähnt, sind sie petrographisch sehr verwandt und dürfen miteinander über das Gewölbe hinweg verbunden werden. Im innern, granitisierten Teil des Gewölbes finden wir eine gute Übereinstimmung der Gesteine südlich und nördlich des Isorno, wobei in der Pioda di Crana-Zone und im Maggia-Komplex klein- bis mittelkörnige Biotitgneisse vom Typ der Gneisszone Aula-Spruga vorherrschen. Mesozoische Horizonte allerdings sind im Hangenden der Zone des Salmone auf dem S-Schenkel der Antiklinale nicht mehr zu finden, was eine tektonische Parallelisierung des Maggia-Komplexes gegen S zu unmöglich macht. Die Hornblendegneisse nördlich des P. Ruscada sind schwerlich als ein solcher Trennhorizont zu betrachten. Die Forcolletta-Gneisszone findet meines Wissens lithologisch im N-Schenkel keine entsprechende Fortsetzung. Sie existiert nur südlich des Gewölbes als aplitische Randfazies der Granitisationszone.

ZUSAMMENFASSUNG

Petrographie

Das untersuchte Gebiet gehört zum W-Teil der Tessiner Wurzelzone und deren W-Fortsetzung auf italienischem Territorium. Es liegt im

SW-Teil des *lepontinischen Gneisskomplexes*, der alpin durch eine mesothermale Regionalmetamorphose geprägt und vollständig umkristallisiert wurde. Nach petrographischen Gesichtspunkten habe ich das Untersuchungsgebiet in Zonen gegliedert:

Im S liegt die *Monte Rosa-Zone*, charakterisiert durch Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisse (Augen- bis Flasergneisse), die in direktem Zusammenhang stehen mit den Augengneissen von Macugnaga im Monte Rosa-Gebiet.

Anschliessend gegen N folgt die *Orselina-Serie*, wo diese gleichen hellen Gneisse auch auftreten. Daneben erscheinen hier in konkordanter Lagerung aber vor allem Paragesteine, Hornblendegneisse, Amphibolite, aplitische und pegmatitische Adern, Kalksilikatgesteine mit schwächtigen Marmorvorkommen und mesometamorphe Ophiolithe. Mit den letzteren verknüpft finden wir noch spärliche Kontaktrelikte mit mergelig bis kalkig-sedimentogenem Material, die regionalmetamorph überprägt wurden. Typisch für diese Zone ist eine intensive bänderige Wechsellagerung im mm- bis m-Bereich.

Den Ophiolithen, Kalksilikatgesteinen und Marmorlagen darf mesozoisches Alter zugesprochen werden. Pegmatite treten in der Monte Rosa-Zone und Orselina-Serie wahrscheinlich in zwei Generationen auf, einer endogenen und einer etwas späteren exogenen.

Als nächste Zone weiter nördlich wurde die *Forcoletta-Gneisszone* ausgeschieden, wo hauptsächlich aplitische, feinkörnige Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisse vorkommen. Dann folgt die *Gneisszone Aula-Spruga*, in der klein- bis mittelkörnige Biotit-Oligoklasgneisse erscheinen. Diese sind z. T. gebändert und lagig, seltener flaserig. An der Grenze gegen die Forcoletta-Gneisszone zu treten hornblendeführende Gneisse mit schmalen Amphibolitlagen auf. Ein mesozoischer Gesteinszug, die Fortsetzung der Cardada-Zone, kommt gegen den N-Rand der Gneisszone Aula-Spruga vor. Als nördlichste Zone erscheint die *Gneisszone Mosogno-Crana*, wo die alpine Metamorphose ihre grösste Intensität im Untersuchungsgebiet manifestiert. Sie liegt in der Nähe eines Granitisationszentrums. Man findet fluidale Strukturen. Meist massige, schlierig-aderige, helle Biotitgneisse von mittlerem bis grobem Korn herrschen vor. Daneben treten K^+ -reiche Aplitgneisse bis -granite eines etwas späteren Bildungszyklus auf.

Die Gneisszone Aula-Spruga ist als eine weiter aussen liegende Randfazies des Granitisationszentrums zu betrachten; ebenfalls die Forcoletta-Gneisszone, die noch zusätzlich in einer etwas späteren, synkinematischen Phase eine aplitische Alkalizufuhr reich an K^+ erlitten hat.

Geologie und Tektonik

Im E des Untersuchungsgebietes stehen die Schichten steil. In der Monte Rosa-Zone und in der Orselina-Serie beobachten wir eine Fächerstruktur. Gegen W zu divergiert das Schichtstreichen fächerförmig nach WSW und WNW. Deckenartig (*Ziccher-Sassone-Decke*) legt sich der nördliche Teil der Orselina-Serie auf die hier flach gegen S einfallenden, wellig und buckelig gebauten Gesteine der nördlich anschliessenden Forcoletta-Gneisszone. Amphitheaterartig umgibt dieser Teil der Orselina-Serie zusammen mit Gneissen der Forcoletta-Zone die Talgründe des Riale Marco und des Scaroni und schwenkt nördlich Vocogno wieder in die WSW-Streichrichtung ein. Im Valle Onsernone bauen die Gneisszonen von Mosogno-Crana und Aula-Spruga zwei Gewölbe mit W- bzw. E-fallenden Achsen auf.

Postkristalline Störungen sowohl in N-S- als auch in E-W-Richtung durchschneiden das Untersuchungsgebiet. Letztere, die *Centovalli-Störung*, ist ein nördlicher Zweig der insubrischen Linie. Sie macht sich besonders intensiv bemerkbar in einer Längszone starker pegmatitischer Durchtränkung und ist bis ins Simplongebiet zu verfolgen.

In der regionalen Tektonik wurde als tiefste Einheit, wo die Metamorphose zugleich am umfassendsten gewirkt hat, die *Zone des Salmone* ausgeschieden. Diese bildet im Onsernone einen Gewölbekern und wird abgegrenzt durch die W-Fortsetzung der mesozoischen Cardada-Zone. Im E, zwischen Vergeletto und Maggiatal, jedoch versagen die mesozoischen Scheider, so dass dort petrographische Grenzen gezogen werden müssen und die Zone des Salmone genetische Bedeutung erhält. Im W, wo die Zone des Salmone den nach WNW und NW aufsteigenden Gewölbeachsen gemäss wieder auftauchen sollte, kann die Grenze gegen die darüber liegende Pioda di Crana-Zone noch nicht gezogen werden.

Die *Pioda di Crana-Zone* legt sich als Fliessdecke über die Zone des Salmone. Sie verschmilzt im N mit der vereinigten Antigorio-/Monte Leone-Decke und ist nach den bisherigen Kenntnissen im W in Beziehung zu bringen mit dem *Camughera-Moncucco-Komplex*, der auch mit der *Orselina-Serie* zusammenhängt. Nördlich des Onsernone liegt der *Maggia-Komplex* als nächst höhere Einheit über der Pioda di Crana-Zone, von welcher er sich nördlich des Kammes Rosso di Ribbia-Pzo. Cramalina durch mesozoische Leithorizonte noch relativ gut trennen lässt. Südlich dieses Bergkammes jedoch werden diese mesozoischen Züge immer spärlicher und problematischer und lassen sich kaum mehr für eine Trennung verwenden. Wahrscheinlich wurden sie schon in Frühphasen der alpinen Orogenese weggepresst. Die Granitisation macht sich hier stark bemerk-

bar. Sie hat unbekümmert um tektonische Grenzen gewirkt und ehemals unabhängige Einheiten miteinander verschweisst. Deshalb bezeichne ich die Gesamtheit der folgenden tektonischen Elemente als *Onsernone-Wurzelkomplex*: den südlich des erwähnten Bergkammes gelegenen Teil des Maggia-Komplexes, die Pioda di Crana-Zone, den Camughera-Moncucco-Komplex, die Orselina-Serie und die Zone des Salmone.

Die den Onsernone-Wurzelkomplex einhüllenden Paragesteinszonen des Pzo. Cramalina in der Maggia-Zone und der Orselina-Serie sind petrographisch sehr ähnlich und dürfen parallelisiert werden. Eine tektonische Abtrennung von ihrem Liegenden, mit dem sie z. T. eng verfinger sind, ist jedoch nicht durchführbar.

SOMMARIO

Petrografia

La regione esaminata appartiene alla parte O della *zona ticinese delle radici* e alla sua continuazione verso O su territorio italiano. E' situata nella parte SO del *complesso gneissico lepontinico* che è stata formata e completamente ricristallizzata da una metamorfosi regionale mesotermale alpina.

Secondo la petrografia ho diviso la regione esaminata in zone diverse (enumerazione da S a N):

A S c'è la *zona del Monte Rosa* caratterizzata da gneiss occhiolati e massicci a feldispato alcalino e due miche che stanno in rapporto coi gneiss occhiolati di Macugnaga nella regione del Monte Rosa.

Verso N segue la *serie di Orselina*, dove abbondano i gneiss della zona precedente. Ma di più ci sono soprattutto paragneiss, micascisti, gneiss orneblendici, anfiboliti, calcefiri con lenti mingherline di calcari cristallini e pietre verdi meso-metamorfiche. Congiunti con quest'ultime troviamo scarsi residui di contatto con materiale sedimentoso calcinoso e marnoso spesso cancellati completamente dalla metamorfosi regionale alpina. Il tipico di questa zona è una stratificazione concordante intensamente alternativa di tutte le specie di roccia che la compongono. Si può attribuire un'età mesozoica alle pietre verdi, ai calcefiri ed ai calcari cristallini.

Pegmatiti appaiono probabilmente in due generazioni nella zona del Monte Rosa e nella serie di Orselina:

- a) in una generazione endogena,
- b) in una generazione esogena un pò più tarda.

Segue la *zona gneissica di Forcoletta*, dove si trovano principalmente dei gneiss aplitici a feldispato alcalino e due miche con grano e fino.

Poi si estende la *zona gneissica di Aula-Spruga* con gneiss biotitici a oligoclasio con grano piccolo a medio. Questi hanno in parte (verso E) delle strisce chiare e seure e sono raramente occhiolati. Al limite verso la zona gneissica di Forcoletta ci sono gneiss orneblendici con strati stretti anfibolitici; al margine settentrionale della zona gneissica di Aula-Spruga apparisce una formazione di roccia mesozoica; è la continuazione O della zona di Cardada.

Più a N abbiamo la *zona gneissica di Mosogno-Crana*, dove la metamorfosi alpina manifesta la sua intensità più grande nella regione esaminata. Questa zona si trova nelle vicinanze di un centro di granitizzazione come delle strutture fluide lo mostrano. Predominano dei gneiss biotitici chiari, venosi e massicci con grano medio a grosso. Accanto affiorano dei gneiss e graniti aplitici ricchi in potassio di un ciclo di formazione leggermente posteriore.

Si deve considerare la zona gneissica di Aula-Spruga come ambito marginale esterno del centro di granitizzazione; così anche la zona gneissica di Forcoletta che ha sofferto addizionalmente un'introduzione aplitica di alcali in una fase sincinemica, leggermente posteriore.

Geologia e tettonica

A E della regione esaminata gli strati sono quasi verticali. Nella zona del Monte Rosa e nella serie di Orselina si osserva una struttura di ventaglio. A O la direzione degli strati diverge verso OSO e ONO. La parte settentrionale della serie di Orselina si pone come ricoprimento (il *ricoprimento Ziccher-Sassone*) sugli strati ondulati e gobbi della zona gneissica di Forcoletta che pendono adesso leggermente verso S. Simile ad un anfiteatro, questa parte della serie di Orselina insieme con gneiss della zona gneissica di Forcoletta circondano le vallate del Riale Marco e degli Scaroni e riprendono la direzione OSO a N di Vocogno.

Nella Valle Onsernone le zone gneissiche di Mosogno-Crana e di Aula-Spruga formano due volte con pendenza O rispettivamente E delle loro assi.

Esistono due sistemi posteristallini di fratture con zone milonitizzate. Uno taglia la regione esaminata in direzione N-S, l'altro in direzione E-O. Quest'ultimo, il *sistema di fratture delle Centovalli*, è un ramo settentrionale della linea Iorio-Tonale. Appare fortemente spiccato in una zona longitudinale di iniezioni pegmatitiche e si può seguirlo fino nella regione del Sempione.

Nella tettonica regionale abbiamo separato la *zona del Salmone* come unità più profonda, dove nello stesso tempo la metamorfosi ha avuto l'effetto più comprensivo. Questa zona forma un nocciolo di volta nell'Onsernone e viene limitata dalla continuazione O della zona mesozoica di Cardada. Tuttavia a E, fra il Vergeletto e la Valle Maggia, non si può più fare una separazione col mesozoico, cosicchè dei limiti petrografici vi hanno dovuto esser messi, e così la zona del Salmone conserva una significazione genetica. A O, dove la zona del Salmone dovrebbe emergere di nuovo secondo le assi di volta ascendenti in direzione ONO e NO, il limite verso la sovrastante zona della Pioda di Crana non ha potuto esser trovato ancora.

La *zona della Pioda di Crana* si stende come ricoprimento di struttura fluida sulla zona del Salmone. Essa si fonde a N col *ricoprimento unito Antigorio/Monte Leone* (massa gneissica di Bavona) e a O sta in rapporto col complesso Camughera-Moncuoco che dal canto suo è in connessione colla serie di Orselina.

A N dell'Onsernone il complesso Maggia giace come unità superiore sulla zona della Pioda di Crana della quale lascia separarsi relativamente bene mediante strati guidaiuoli mesozoici a N della cresta Rosso di Ribbia-Pzo. Cramalina. Tuttavia al S di questa cresta gli strati mesozoici diminuiscono gradatamente e non lasciano adoperarsi appena per una separazione. Probabilmente sono stati spremuti in prime fasi dell'orogenesi alpina. Qui si osserva una granitizzazione forte. Essa

ha avuto il suo effetto noncurante dei limiti tettonici e ha saldato delle unità altre volte indipendenti l'una dall'altra. Perciò designo la totalità dei seguenti elementi tettonici come *complesso di radici dell'Onsernone*:

- a) la parte del complesso Maggia situata al S della cresta citata,
- b) la zona della Pioda di Crana,
- c) il complesso Camughera-Moncucco,
- d) la serie di Orselina,
- e) la zona del Salmone.

Le zone di paragneiss del Pzo. Cramalina nel complesso Maggia e della serie di Orselina che avvolgono il complesso di radici dell'Onsernone, petrograficamente sono molto simili e possono esser parallelizzate. Ma una separazione tettonica fra queste zone e gli strati sottostanti coi quali, in parte, sono intrecciate strettamente, non è eseguibile.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMSTUTZ, A. (1954): Pennides dans l'Ossola et problèmes des racines. Arch. des Sc., vol. 7, fasc. 6. Genève.
- ANGEL, F. und STABER, R. (1954): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wiss. Alpenvereinshefte, H. 13. Innsbruck.
- BACKLUND, H. G. (1936): Der „Magmaaufstieg“ in Faltengebirgen. C. R. de la Soc. Géol. de Finlande No. IX.
- BARTH, T. F. W. (1952): Theoretical Petrology. New York, London.
- (1956): Studies in Gneiss and Granite I and II. Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo, I. Mat. Natw. Kl. No. 1.
- BATTAINI, C. u. a. (1943): Itinerari mineralogici. Rivista „Natura“ della Soc. italiana di sc. nat., Milano.
- BEARTH, P. (1939): Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. Eclogae geol. Helv. 32, S. 101.
- (1952): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 96.
- (1956a): Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolates. Eclogae geol. Helv. 49, S. 267.
- (1956b): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der Lepontinischen und penninischen Alpen. Eclogae geol. Helv. 49, S. 279.
- (1957): Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca). Eclogae geol. Helv. 50, S. 161.
- BECKE, F. (1908): Über Myrmekit. Min. Petr. Mitt. 27, S. 377.
- BLUMENTHAL, M. (1952): Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona. Eclogae geol. Helv. 45, S. 219.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. Diss. Basel.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, S. 99.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Publ. „Vulkaninstitut I. Friedländer“, Nr. 3. Zürich.

- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Basel.
- CLOOS, E. (1946): *Lineation, a critical review and annotated bibliography*. Geol. Soc. of America, Mem. 18.
- CORNELIUS, H. P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. der Akad. d. Wiss. in Wien, math.-natw. Kl., 102. Bd.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 33, S. 173.
- DAL VESCO, E. und GÜNTHER, A. (1953): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft gemeinsam mit der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 33, S. 518.
- DURRELL, C. (1949): *A Key to the common rock-forming Minerals in thin Section*. San Francisco.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1950): Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems. Heidelberger Beitr. z. Mineral. u. Petrogr., Bd. 2, S. 334—377.
- EXNER, C. (1950): Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tschermarks Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge, Bd. 1, S. 197.
- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 27, S. 249.
- FRIEDENREICH, O. (1956): Die Chrom-Nickelvererzungen des Peridotitstockes von Finero-Centovalli. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, S. 227.
- GALLWITZ, H. (1956): Über tektonische Selektion. In: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): *Die Gesteinsmetamorphose*. Berlin.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 40, S. 78.
- GÜNTHER, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34, S. 1.
- (1956a): Über das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplon-Region. Geol. Rdsch., Bd. 45, S. 194.
- (1956b): Über den Zusammenhang der Antigorio- und Monte-Leone-Decke im Tessin. Eclogae geol. Helv. 49, S. 151.
- GUTZWILLER, E. (1912): *Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin*. Diss. Zürich.
- HARKER, A. (1950): *Metamorphism*. London.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 29, S. 50.
- HEZNER, L. (1909): Der Peridotit von Loderio (Kt. Tessin). Vjschr. Natf. Ges. Zürich. Jg. 54, S. 1.
- KERN, R. (1947): *Zur Petrographie des Centovalli*. Diss. ETH Zürich.
- KNOBLAUCH, P. (1939): Erläuterungen zu Blatt 516, Iorio. Schweiz. Geol. Komm.
- KOBE, H. (1954): Vorläufige Mitteilungen über den Verlauf wichtiger Paragesteinszüge zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. Eclogae geol. Helv. 47, S. 167.
- (1956): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone

- zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, S. 244.
- KÜNDIG, E. (1926a): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, S. 1.
- (1926b): Selektive Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, S. 294.
- KÜNDIG, E. und BURRI, C. (1936): Umgebung von Locarno. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. XI, S. 838.
- MEHNERT, K. R. (1957): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald II. N. Jb. Mineral. Abh. 90, S. 39—90. Stuttgart.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 19.
- NABHOLZ, W. (1956): Über das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W-Tessins und der angrenzenden Simplon-Region. Geol. Rdsch., Bd. 45, S. 202.
- NIGGLI, P. (1942): Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, S. 1.
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. I. Basel.
- NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descrittive della Carta Geol. d'Italia, Vol. XXII. Roma.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite. Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 3. Folge, Bd. 3, S. 191.
- PERRIN, R. and ROUBAULT, M. (1949): On the Granite Problem. J. of Geol., Vol. 57, S. 357.
- PORRO, C. (1896): Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). Diss. Strassburg i. E.
- PREISWERK, H. (1901): Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis. Diss. Basel.
- (1903): Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig, Wallis. Verh. Natf. Ges. Basel, 15, S. 293.
- (1907): Die Grünschiefer. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Lfg. XXVI, 1. Teil. Bern.
- (1914): Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. Eclogae geol. Helv. 13, S. 169.
- (1925): Vom Gestein im Tessin. Die Alpen, Nr. 12.
- (1933): Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920. Boll. Soc. ticinese Sc. nat.
- PREISWERK, H., NIGGLI, P., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 71.
- RADEFF, W. G. (1915): Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza. Eclogae geol. Helv. 13, S. 485.
- RAGUIN, E. (1950): Aspects de la formation du granite. Jaarboek der Mijnbouwkundige Vereeniging 1948—1949.
- READ, H. H. (1948): Granites and Granites. Geol. Soc. America Mem. 28.
- (1955): Granite Series in Mobile Belts. The Geol. Soc. America, Special Paper 62, S. 409.
- REINHARD, M. (1931): Universal-Drehtischmethoden. Basel.
- (1935): Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Jaarboek van de Mijnbouwkundige Vereeniging te Delft 1934—1935.
- (1943): Über die Entstehung des Granits. Basler Universitätsreden, 16. Heft. Basel.

- REPOSSI, E. (1916): La bassa valle della Mera. Soc. italiana di sc. nat. e museo civico di storia nat. di Milano, Mem., vol. 8, fasc. 2.
- RITTMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, S. 1.
- SCHMIDT, C. und PREISWERK, H. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe 1:50000, Nr. 6.
- SIMONEN, A. (1948): On the Petrochemistry of the Infracrustal Rocks in the Svecofennidic Territory of southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande No. 141.
- STELLA, A. (1904): Sulla geologia della regione Ossolana contigua al Sempione. Boll. della Soc. Geol. Italiana 23, fasc. I.
- STRASSER, E. (1928): Geologie der Pizzo-di-Claro-Torrone-Alto-Kette, sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessintal. Diss. Zürich.
- TRAVERSO, S. (1895): Geologia dell'Ossola. Genova.
- TROEGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- TURNER, F. J. (1948): Mineralogical and structural Evolution of the metamorphic Rocks. Geol. Soc. America, Mem. 30.
- TURNER, F. J., WILLIAMS, H., GILBERT, C. M. (1954): Petrography. San Francisco.
- TYRRELL, G. W. (1950): The Principles of Petrology. London.
- VENKAYYA, E. (1956): Petrological Observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, S. 69.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30, S. 1.
- WANG, H. S. (1939): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 19, S. 21.
- WEGMANN, C. E. (1932): Note sur le boudinage. Bull. Soc. Géol. France, 5^e Sér., t. II.
- (1935): Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch., Bd. 26, S. 305.
- (1956): Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. In: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- WEINSCHENK, E. (1915): Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i. Br.
- WENK, E. (1936): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. 26, S. 53.
- (1948a): Ostalpinen und penninisches Kristallin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 761.
- (1948b): Beziehungen zwischen normativem und modalem Anorthitgehalt in Eruptivgesteinen und kristallinen Schieferen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 380.
- (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helv. 46, S. 9.
- (1955a): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, S. 311.
- (1955b): Ergebnisse einer Rekognoszierung im Gebirgsdreieck Domodossola Camedo-P. Porcarescio (Lepontinische Alpen). Eclogae geol. Helv. 48, S. 125.
- (1956a): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv. 49, S. 251.
- (1956b): Alpines und ostgrönländisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. Verh. Natf. Ges. Basel, 67, S. 75.

- WINCHELL, A. N. (1951): Elements of optical Mineralogy. New York, London.
ZAWADYŃSKI, L. (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 32, S. 1.

Geologische Karten

- HERMANN, F. (1937): Carta geologica delle Alpi nord-occidentali 1:200 000. Milano.
R. Ufficio geologico d'Italia (1913): Carta geologica d'Italia 1:100 000, foglio no. 15 (Domodossola).
— (1921): Carta geologica d'Italia 1:100 000, foglio no. 16 (Cannobbio).
PREISWERK, H., NIGGLI, P., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936): Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal 1:50 000. Geol. Spez.-Karte Schweiz, Nr. 116.
Schweiz. geol. Kommission (1955): Carta geologica generale della Svizzera 1:200 000, foglio 7 (Ticino).

Topographische Karten

- Eidg. Landestopographie, Bern (1931): Topographische Karte der Schweiz 1:100 000, Blätter Bellinzona und Simplon.
— (1943 u. 1947): Landeskarte der Schweiz 1:50 000 (italienisches Territorium ergänzt durch Siegfriedatlas 1935), Normalblätter 551 (V. d'Antigorio-E) und 552 (V. Verzasca-W); Kartenzusammensetzungen 275 (V. d'Antigorio) und 276 (V. Verzasca).
Istituto geografico militare (1935): Carta d'Italia 1:25 000, fogli 16 III. N. O. (Sta. Maria Maggiore); 16 IV. S. O. (Bagni di Craveggia); 15 II. N. E. (Trontano); 15 I. S. E. (Valle dell'Isorno); 16 III. N. E. (Monte Limidario).

Legende zu nebenstehenden Abbildungen

Abb. 1: Kalksilikatgestein an Kontakt Amphibolit/Marmor (Schliff PK 472a), Ribellasca. Wir erkennen ein grosses, dunkles Diopsidpflaster, umgeben von zwei Plagioklasfeldern. Das eine, welches klar und fast vollkommen weiss ist, besteht aus der jüngeren Andesingeneration; das andere, etwas dunklere, fein bestäubte und von Titanit und Erz durchsetzte ist aus der älteren, basischen (Labrador-Bytownit) Plagioklasgeneration zusammengesetzt. Am oberen Rand und in der SW-Ecke des Bildes kommt grüne Hornblende mit Plagioklas vor. (Abbildungs-masstab ca. 15:1, ohne Analysator.)

Abb. 2: Enstatitführender Olivinfels (Schliff PK 924); nordnordöstlich Sassetto (vgl. Profil A, S. 156). Auf der linken Bildseite befinden sich mehrere Enstatitkristalloblasten, während rechts der Olivin, welcher z. T. ziemlich stark von Serpentin durchsetzt ist, durch kräftigeres Relief auffällt. In den hellen Feldern hat sich vor allem Talk angesiedelt. Es sind auch einige Grammatitstengel zu erkennen. (Abbildungsmasstab ca. 10:1, ohne Analysator.)

Abb. 3: Epidotführender Talk-Hornblendefels (Schliff PK 883b); Scaroni-Talkessel. Man erkennt einen Hornblendeporphyroblasten mit aktinolithischen, hellen Kernzonen und etwas dunkleren Randzonen aus grüner Hornblende Typ II bis III. Andere Hornblendeindividuen, einige Titanit-, Epidot- und Erzkörner und Talk umgeben diesen Porphyroblasten. (Abbildungsmasstab ca. 100:1, ohne Analysator.)

Abb. 4: Feinkörniger Olivinfels (Schliff PK 363); Centovallistrasse zwischen Camedo und Cadanza. Der fast völlig unzersetzte Olivin ist in einer feinkörnigen Mosaikstruktur angeordnet. Auf der rechten Bildseite erscheinen Grammatitstengelchen. (Abbildungsmasstab ca. 100:1, gekreuzte Nicols.)

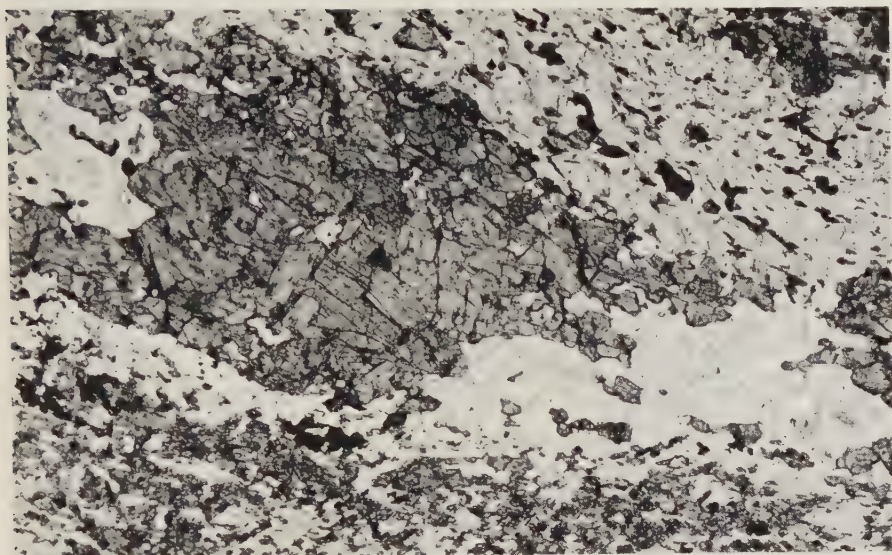


Abb. 1

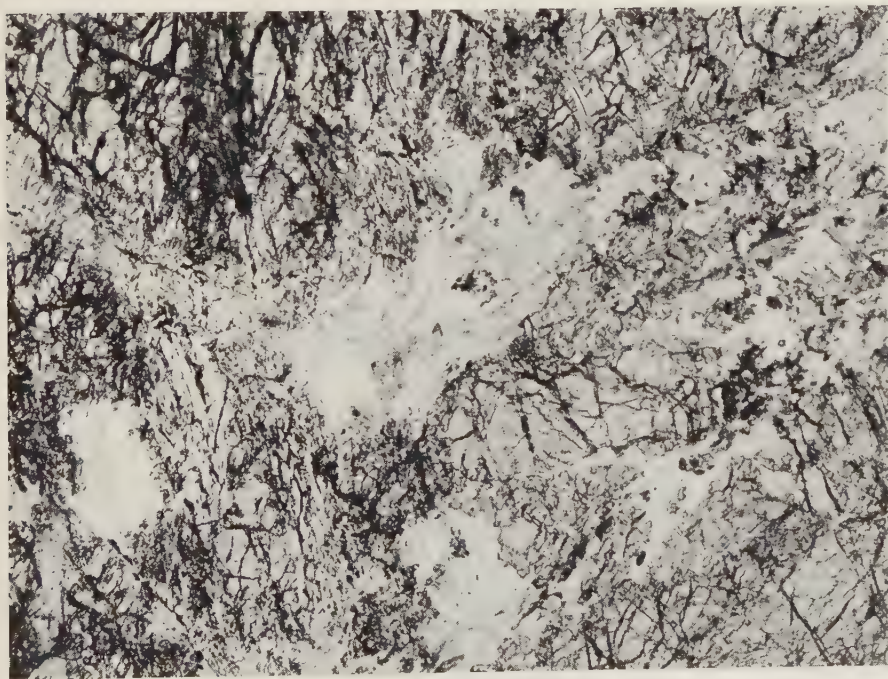


Abb. 2

PHOTOTAFEL II



Abb. 3

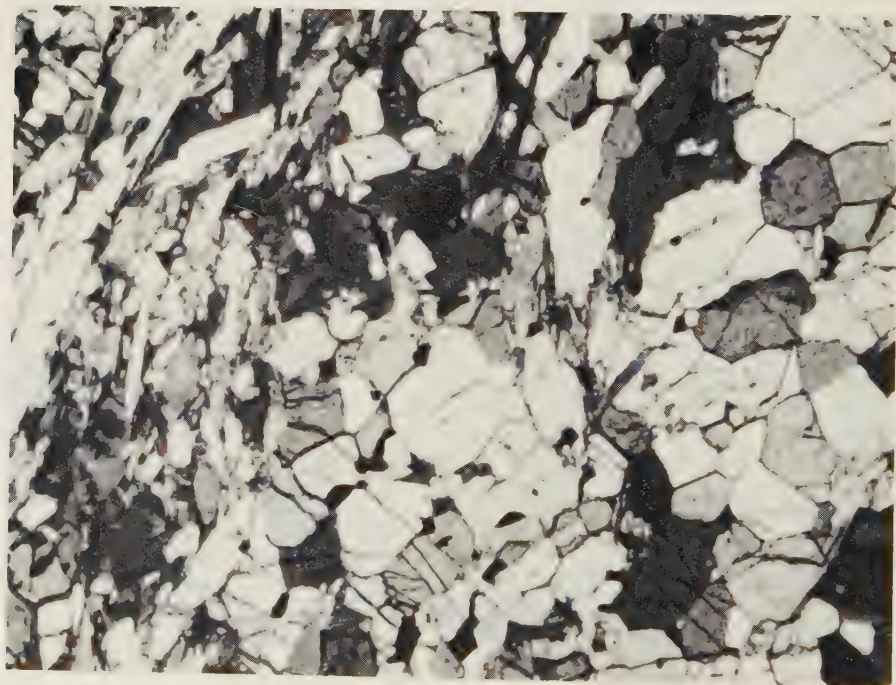
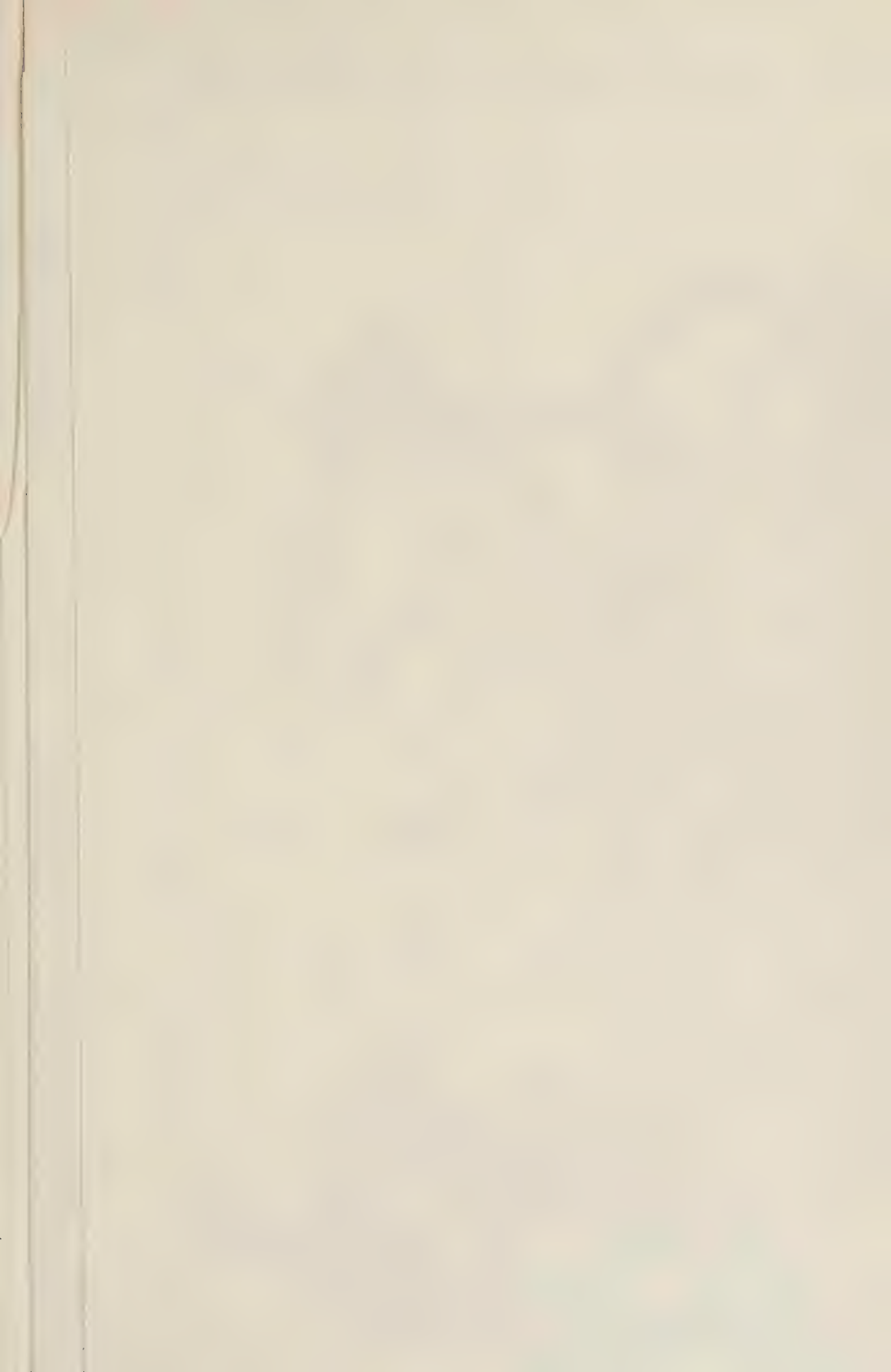


Abb. 4

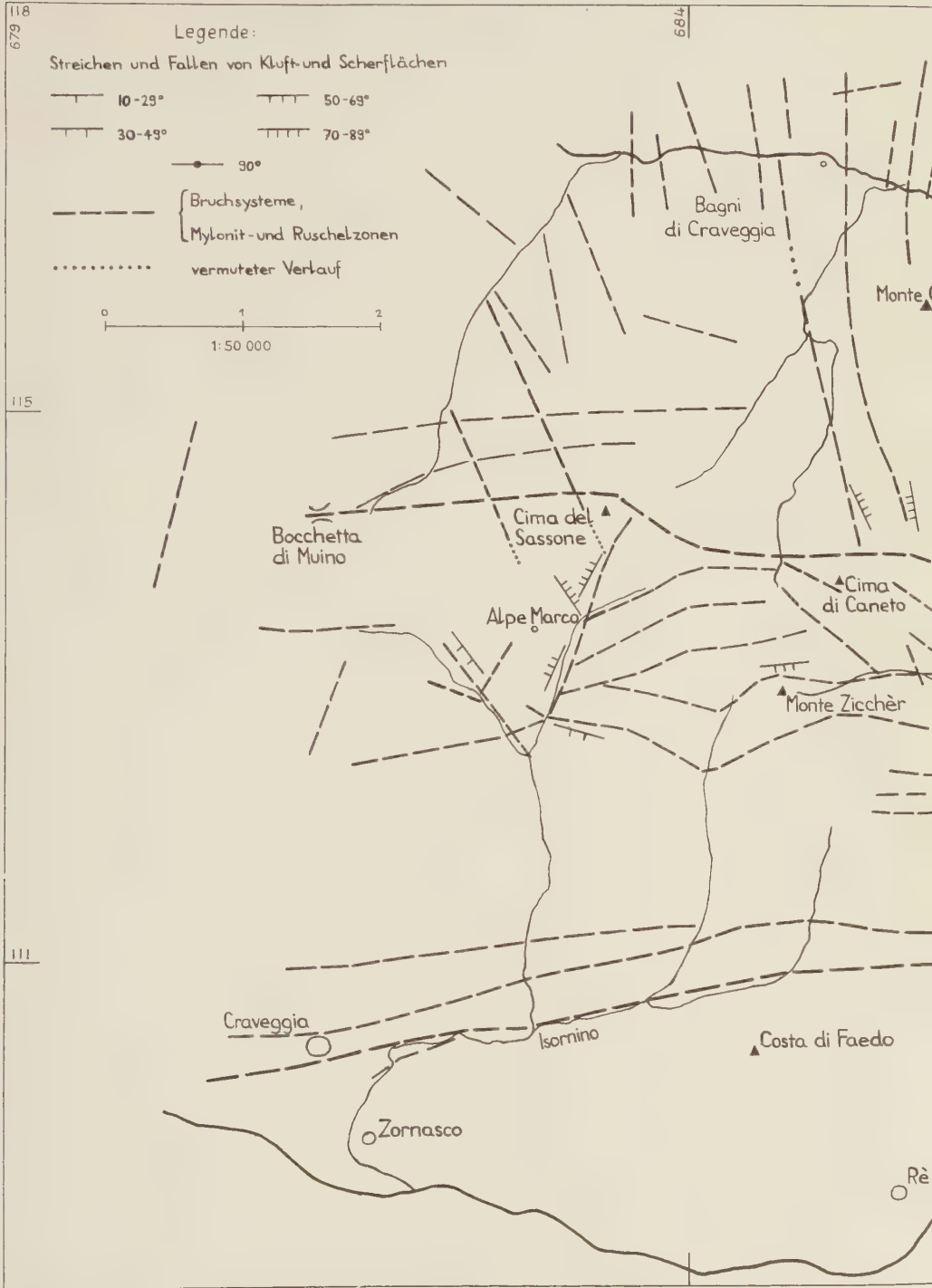


**Strukturkarte zur geologisch-petrographischen
Kartenskizze des Gebietes zwischen
Centovalli - Valle Vigezzo und Onsernone**

von P. Knup

mit Beiträgen von E. Wenk, A. Günthert und J. Papageorgakis







Übersichtskarte der postkristallinen Störungen in der westlichen Tessiner Wurzelzone

unter Berücksichtigung der Ergebnisse von H. Kobe, W. Leupold
und L. Zawadyński

von P. Knup

Curriculum vitae

Am 20. Mai 1931 wurde ich, Peter Emil Knup, Bürger von Hefenhofen (Kt. Thurgau), in Zürich geboren als Sohn des Emil Knup, Dr. phil. Chemiker, in Arlesheim (Kt. Basel-Land) und der Lilly Marguerite Knup, geborene Enderle. Ich besuchte von 1942 an das Realgymnasium in Basel und erhielt im Frühjahr 1950 das Reifezeugnis. Darauf bezog ich die hiesige Universität, um mich dem Studium der Naturwissenschaften, insbesondere der Petrographie und der Geologie, zu widmen. Ich hörte die Vorlesungen und beteiligte mich an den Übungen der Herren Professoren und Dozenten E. Wenk, M. Reinhard, L. Vonderschmitt, P. Bearth, M. Reichel, W. K. Nabholz, H. Erlenmeyer, P. Huber, E. Miescher, T. Reichstein, A. Portmann, H. Annaheim, P. Buchner, T. Reinhard, G. Zamboni, E. Mahler.

Im Sommer 1954 begann ich auf Anregung von Herrn Prof. E. Wenk die Feldarbeiten für die vorliegende Arbeit, die ich bis zum Herbst 1954 und auch vom Frühling bis Herbst 1955 fortsetzte. Die Bearbeitung des gesammelten Materials erfolgte im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel.

